

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION MORPHOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DES MARES DES
TOURBIÈRES OMBROTROPHES DE BAIE-COMEAU ET DE HAVRE-SAINT-PIERRE, CÔTE-
NORD, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
ANTOINE THIBAUT

JANVIER 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

«Le présent est la clé du passé»

Charles Lyell's

REMERCIEMENTS

Premièrement je me dois de remercier ma directrice Dr. Michelle Garneau (UQAM) sans qui ce projet n'aurait pu se réaliser. Je tiens personnellement à te remercier de m'avoir encadré et soutenu pour l'ensemble de ma recherche. Je te suis aussi très reconnaissant pour tes judicieux conseils, ta compréhension, ton écoute, ton support, ta rigueur au travail et ton soutien dans la vie de tous les jours. À ce jour, je me dois de te dire que j'ai appris à me connaître davantage et que je suis devenu une personne épanouie, grandie, remplie d'ambitions et de souvenirs de très grande qualité. Merci encore de m'avoir fait confiance quant à la réalisation de ce projet.

Je tiens aussi à remercier l'équipe de terrain d'hiver, Pierre-Luc Dallaire et Hans Asnong qui, dans les circonstances, m'ont permis de prendre des décisions importantes et éclairées pour la survie de ce projet. Je tiens aussi à souligner l'engagement et la contribution de l'équipe d'été. Merci à Gabriel Magnan «le magnifique», Alexandre Lamarre, Arabelle Sauvé, Nicole Sanderson et Steve Pratte pour l'effort qu'ils ont su mettre sur différents carottiers et sondes au cours des campagnes d'échantillonnage. Merci aussi pour leurs conseils et leur bonne humeur, des qualités non négligeables durant une campagne de terrain.

Je tiens à remercier l'équipe d'étudiant d'été qui a réalisé diverses analyses en laboratoire. Tout d'abord, je tiens à remercier Sabrina Longchamps sans qui la perte au feu aurait probablement duré plus d'un an. Merci à Julien Beaudet-Lancup pour l'aide dans l'analyse macrofossile. Merci à Joannie Hébert pour la préparation de quelques échantillons de thécamoebiens. Enfin, le dernier et non le moindre, merci au «gothico-scientifique» Alexandre Lamarre pour l'identification des thécamoebiens et pour son support tout au long de ma maîtrise.

Je remercie tous mes collègues du groupe de recherche *Les Tourbeux* pour leurs précieux conseils ainsi que pour les moments mémorables passés ensemble à tergiverser sur plusieurs sujets : Gabriel Magnan, Alexandre Lamarre, Valérie Lefrançois, Simon van Bellen, Anne Quillet, Mathieu Lemay-Tougas, Arabelle Sauvé, Steve Pratte, Nicole Sanderson, Luc Pelletier, Annie Lamalice, Jean-Pierre Bélanger aka «JPD» et Robert Barnett. À tous je vous suis très reconnaissant.

Je me dois de remercier l'unité géomatique d'Hydro-Québec qui a eu la gentillesse de fournir les données Lidar de la tourbière Romaine près d'Havre-Saint-Pierre.

Enfin, je tiens à dire un merci spécial à ma mère Odette Lacasse, ma sœur Laura Thibault et mon père Paul Thibault pour leur support et encouragement qui m'ont permis d'accomplir ce projet du début à la fin. Merci aussi à tous mes amis qui ont cru en moi et qui ont dû supporter des hauts et des bas de ma part, mais aussi d'avoir pu échanger avec vous de ma recherche.

Bonne lecture

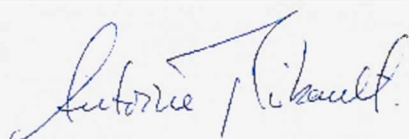
A handwritten signature in blue ink, reading "Aurélien Thibault". The signature is written in a cursive, flowing style.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	x
LISTE DES ÉQUATIONS	xi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	xii
LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES.....	xiv
RÉSUMÉ	xv
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
CONTEXTE ET OBJECTIFS	4
1.1 Caractéristiques générales des écosystèmes tourbeux	4
1.2 Morphologie et structure des tourbières.....	6
1.3 Processus de formation des mares.....	8
1.3.1 Hypothèses de formation topographique.....	8
1.3.2 Hypothèses de formation biotique.....	9
1.3.3 Hypothèses de formation climatique	11
1.4 Initiation et évolution des mares	13
1.5 Études des mares	15
1.6 Hypothèse et objectifs de recherche.....	16
CHAPITRE II	
CADRE BIOPHYSIQUE	19
2.1 Régions et sites d'étude.....	19
2.2 La région de Baie-Comeau.....	20
2.2.1 Contexte géomorphologique	20

2.2.2	Climat et végétation de la tourbière Manic	21
2.3	La région d'Havre-Saint-Pierre.....	22
2.3.1	Contexte géomorphologique	22
2.3.2	Climat et végétation de la tourbière Romaine	23

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE.....	25
3.1 Acquisition des données.....	25
3.2 Sélection des sites d'étude	25
3.2.1 Sélection des tourbières.....	25
3.2.2 Sélection des mares	25
3.3 Acquisition des données topographiques de terrain.....	26
3.4 Données de télédétection par laser (Lidar).....	27
3.4.1 Acquisition des données Lidar	27
3.5 Mesure d'épaisseur de la tourbe.....	28
3.6 Échantillonnage des carottes de tourbe	29
3.7 Acquisition des données géoradar.....	30
3.7.1 Configuration du géoradar.....	30
3.7.2 Estimation de la vitesse par géoradar	32
3.8 Analyses en laboratoire	33
3.8.1 Description stratigraphique sommaire.....	33
3.8.2 Perte au feu.....	33
3.8.3 Analyse macrofossile	33
3.8.4 Analyse des thécamoebiens.....	34
3.8.5 Datations au radiocarbone	35
3.9 Traitement des données.....	36
3.9.1 Traitement des données géoradar	36
3.9.2 Vitesse	37

CHAPITRE IV

ARTICLE : Mid-holocene pool development in maritime ombrotrophic peatlands along the estuary and gulf of st. lawrence, eastern Canada (Quebec)	38
4.1 Introduction	40
4.2 Study area	42
4.2.1 Manic peatland (Baie-Comeau)	43
4.2.2 Romaine peatland (Havre-Saint-Pierre)	43
4.3 Material and methods	43
4.3.1 Field sampling	43
4.3.2 Geophysical survey and treatments (GPR, DGPS, LIDAR)	44
4.3.3 Laboratory analyses	45
4.4 Results	46
4.4.1 Geophysical results	46
4.4.2 Radiocarbon dating and age-depth models	47
4.4.3 Paleoecological and paleohydrological reconstructions	47
4.5 Discussion	50
4.5.1 Pool age synthesis	50
4.5.2 Peat inception period and topographic settings along the North shore of the St-Lawrence estuary and Gulf.	50
4.5.3 Microform differentiation and timing of pool formation	51
4.6 Conclusion	53
4.7 Acknowledgments	54
4.8 References	67
CONCLUSION	73
ANNEXE A	76
ANNEXE B	77
RÉFÉRENCES	78

LISTE DES FIGURES

Figure

1.1	Schématisation du processus de comblement d'un lac ou d'un plan d'eau (gauche) et de paludification (droite) dite primaire (site non forestier) ou secondaire (site forestier) (Tiré de Payette et Rochefort, 2001)	5
1.2	Morphologie de surface de la tourbière Manic, Baie-Comeau	17
1.3	Morphologie de surface de la tourbière Romaine, Havre-Saint-Pierre	18
2.1	Localisation de la région et des sites d'étude	20
3.1	Quadrats établis sur la tourbière Manic (gauche) et sur la tourbière Romaine (droite)	26
3.2	Zones des données Lidar (zone 1 : 8 septembre 2004, zone 2 : 15 au 19 août 2011, zone 3 : 9 au 16 septembre 2007) (source : Unité géomatique, Hydro-Québec)	28
4.1	(A) Map showing the studied region in eastern Canada and location of the studied peatlands along the North shore (eastern Quebec). Aerial view of pool morphology at the surface of Manic bog (B) and Romaine bog (C). Transects for GPR survey in Manic bog (D) and in Romaine bog (E). Selected pools for coring are represented by grey dots and adjacent cores are shown by dark dots (D-E)	55
4.2	Processed ground-penetrating radar (GPR) profiles from bogs over A) Manicouagan delta (BC) and B) La Romaine delta (HSP). Red lines show sandy basal sediment topography and yellow lines represent pools basin morphology	56
4.3	Age-depth models from pool and peat cores. Manic bog (left) and Romaine bog (right)	57

4.4	Plant macrofossils diagram of Manic bog pool core Man_C2 with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.	58
4.5	Plant macrofossils diagram of Manic bog pool core Man_E5 with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.	59
4.6	Plant macrofossils diagram of Manic peat core Man_C3 and PAR - Peat accumulation rates.	60
4.7	Plant macrofossils diagram of Romaine bog pool core (Rom_D6) with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.	61
4.8	Plant macrofossils diagram of Romaine bog pool core (Rom_B3) with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.	62
4.9	Plant macrofossils diagram of Romaine peat core (Rom_F3) and PAR - Peat accumulation rates.	63
4.10	Plant macrofossil comparison from all peat cores showing main changes in vegetation types (%), aquatic proxies (%) and unidentified organic matter (UOM %)	64

LISTE DES TABLEAUX

Tableau

3.1	Données de carottage associées à leur biotope.....	30
3.2	Paramètres de configuration du géoradar selon le site d'étude	32
4.1	Radiocarbon dates and selected ages inferred from CALIB 6.0, ^a Correspond to mid-point age of the 2 σ ranges selected from the calibration results.....	65
4.2	Inventory of minimal pool age formation from published studies from northern peatlands, ^a Correspond to mid-point age of the 2 σ ranges selected from the calibration results	66

LISTE DES ÉQUATIONS

Équation

- | | | |
|---|---|----|
| 1 | Ajustement de la fenêtre du temps d'acquisition des données géoradar..... | 31 |
| 2 | Vélocité selon la technique «depth-to-target»..... | 37 |

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

Δ	Delta
σ	Sigma
μm	Micromètre
$\mu\text{S/cm}$	Conductivité électrique
AGC	<i>Automatic gain control</i> (gain automatique)
Bog	Tourbière ombrotrophe
BP	<i>Before present</i> (avant aujourd'hui)
C	Carbone
Ca	Calcium
CMP	<i>Common mid-point</i> (point milieu commun)
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i> (GPS différentiel)
é	Mesure manuelle d'épaisseur
<i>e</i>	Séparation entre les antennes
EM	Onde électromagnétique
Fen	Tourbière minérotrophe
<i>f</i>	Fréquence
<i>f_s</i>	Fenêtre du temps d'acquisition
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i> (géoradar)
HT2_0_MT	Géoïde hybride
<i>i</i>	Pas d'échantillonnage
Lidar	<i>Light detection and ranging</i> (radar à balayage)
MCG	Modèle de circulation générale
MHz	Mégahertz
PAF	Perte au feu
PAR	<i>Peat accumulation rate</i> (taux d'accumulation de la tourbe)
pH	Potentiel hydrogène

RTK	<i>Real Time Kinematic</i> (cinématique en temps réel)
TIN	<i>Triangular Irregular Network</i> (réseau de triangle irrégulier)
twtt	<i>Two-Way Travel Time</i> (temps aller-retour)
UOM	<i>Unidentified organic matter</i> (matière organique non-identifiée)
V	Volt

LISTE DES ESPÈCES VÉGÉTALES CITÉES

- Abies balsamea* (L.) Mill.
Alnus crispa (AIT.) Prush.
Alnus rugosa (DuRoi) Spreng.
Amblystegiaceae
Andromeda glaucophylla Link
Betula alleghaniensis Britton
Betula glandulosa Minchx.
Betula nana L.
Betula papyrifera Marshall.
Carex spp.
Chamaedaphne calyculata (L.) D.
Don.
Cladonia spp.
Cladonia stellaris (Opiz) Pouzar &
Vězda
Cladonia stygia (Fr.) Ahti
Dicranum undulatum Schrad. Ex Brid.
Eriophorum angustifolium Honck.
Eriophorum vaginatum L. (ssp.
spissum) (Fern.) Hultén
Kalmia angustifolia L.
Kalmia polifolia Wang
Larix laricina (DuRoi) K. Koch
Myrica gale L.
Nuphar variegatum Engelmann
Picea glauca (Moench) Voss.
Picea mariana (Mill.) BSP
Pinus banksiana Lamb.
Populus tremuloides Michaux.
Ptilidium ciliare (L.) Hampe
Rhododendron canadense (L.) BSP.
Rhododendron groenlandicum (Oeder)
Kron & Judd
Rubus chamaemorus L.
Sarracenia purpurea L.
Scirpus spp.
Sphagnum spp.
Sphagnum magellanicum
Sphagnum papillosum
Sphagnum cuspidatum
Sphagnum fuscum
Vaccinium angustifolium Ait.
Vaccinium macrocarpon Ait.
Vaccinium oxycoccos L.

RÉSUMÉ

La présente étude porte sur la compréhension des milieux humides et particulièrement sur les processus du développement des mares dans deux tourbières ombrotrophes de l'estuaire et du Golfe du Saint-Laurent. À ce jour, la dynamique du développement et d'évolution des mares reste peu connue particulièrement dans la région de la Côte nord. Les distinctions morphologiques des mares à la surface de la tourbière Manic ($49^{\circ}07'17''\text{N}$, $68^{\circ}17'56''\text{W}$; alt. 20-22 m.a.s.l.) à proximité de Baie-Comeau et de la tourbière Romaine près d'Havre-Saint-Pierre ($50^{\circ}17'52''\text{N}$, $63^{\circ}41'29''\text{W}$; alt. 23-25 m.a.s.l.) s'expriment par leur taille, leur forme et leur arrangement. Bien que ces régions présentent actuellement des conditions hydroclimatiques (notamment en terme de températures moyennes annuelles) relativement similaires, il semble que le développement des mares ait été influencé par d'autres facteurs. Dans cette perspective nous croyons que les mares se sont formées sous l'influence des conditions plus froides et plus humides au cours de l'Holocène et plus spécifiquement au cours de la période du Néoglaciale (~3000 cal BP).

Des relevés au géoradar ont été réalisés à chaque site pour déterminer la topographie du bassin minéral et définir s'il existe une relation entre la morphologie du substrat et le développement des mares. Deux carottes de tourbe sous les mares et une adjacente aux mares ont été récoltées à chaque site. Des analyses macrofossiles, de thécamoebiens et de perte au feu ont été réalisées sur l'ensemble des carottes extraites afin de reconstruire les successions végétales et les conditions paléohydrologiques précédant la formation des mares. La chronologie de l'évolution de la végétation a aussi été réalisée à l'aide de datations au radiocarbone. La rescension des âges de formation des mares dans une revue de littérature a finalement été effectuée afin de vérifier si les périodes de formation des mares dans les tourbières boréales étaient synchrones ou pas.

La topographie minérale sous les tourbières présente une morphologie différente entre les deux sites d'étude. Par contre, les données ne permettent pas de lier le développement des mares aux conditions topographiques propres à chaque site. L'analyse macrofossile jumelée aux reconstructions des nappes phréatiques ont permis d'affirmer que les mares dans les deux régions sont secondaires au développement des tourbières. Dans chaque région, la différenciation microtopographique des secteurs ombrotrophes semble avoir influencé le type de végétation et les taux d'accumulation de la tourbe. Les mares de la tourbière Manic se sont formées à la fin de la période Holocène (~2000 cal BP) en réponse à une augmentation de l'humidité de surface. Les mares de la tourbière Romaine se sont formées plus tôt (entre 4200 et 2800 cal BP), sous l'influence des conditions de saturation d'humidité favorisées par la microtopographie et un ralentissement à long terme de l'accumulation de la tourbe. Il semble que les conditions plus humides et froides aient causé un ralentissement des taux d'accumulation de la tourbe favorisant certaines plateaux ou dépressions à se transformer en

mares permanentes. Les réponses des biotopes aux changements d'humidité de surface illustrent la complexité des facteurs impliqués dans l'initiation des mares.

Mots clés : Tourbières, mares, thécamoebiens, macrofossiles végétaux, géoradar

INTRODUCTION

Globalement, les tourbières couvrent près de 4 millions de Km² dont 90 % sont situées dans les régions boréales et subarctiques de l'hémisphère Nord (Francez, 2000 ; Joosten et Clarke, 2002). Les tourbières, dont la répartition est presque essentiellement circumboréale, couvrent majoritairement le Canada, l'Alaska, l'Europe du Nord et la Sibérie occidentale (Joosten et Clarke, 2002). Au Canada, l'ensemble des milieux humides représente près de 12 % du territoire dont 90 % sont des tourbières (Price *et al.*, 2005 ; Tarnocai, 2006). Au Québec, elles couvrent entre 9 à 12 % du territoire ce qui représente une superficie équivalente à 118 000 Km² (Payette et Rochefort, 2001).

Les tourbières nordiques sont constituées de plusieurs biotopes possédant une hydrologie distincte (Charman 2002). Les buttes, les platières, les dépressions, les lanières et les mares sont d'autant de biotopes qui façonnent la morphologie des tourbières ombrotrophes (Payette et Rochefort, 2001). Le processus d'accumulation de la matière organique à travers ces biotopes joue un rôle essentiel dans la séquestration globale du carbone (C) et celle-ci est particulièrement influencée par la position de la nappe phéatique (Belyea et Malmer, 2004). Au cours de l'Holocène, après la dernière grande glaciation, la mise en place des tourbières boréales et subarctiques a permis de séquestrer une quantité considérable de carbone (MacDonald *et al.*, 2006). Cette séquestration de C organique dans les tourbières nordiques est estimée à ~ 436 gigatonnes, soit une quantité deux fois supérieure à celle de la biomasse forestière (Barthelmes *et al.*, 2009 ; Loisel *et al.*, 2014). La capacité de séquestration du C des tourbières joue un rôle primordial dans la régulation des processus environnementaux dont les conditions atmosphériques, hydrologiques et climatiques. Les tourbières sont alors considérées comme des écosystèmes indispensables au maintien de l'équilibre du cycle entre le carbone terrestre et le carbone atmosphérique (MacDonald *et al.*, 2006).

Les données climatiques publiées par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) prédit une augmentation des températures et des précipitations sur l'ensemble du globe et les régions les plus sensibles semblent celles de l'hémisphère Nord (GIEC, 2013). Les changements prédits dans les régions nordiques montrent une tendance vers un réchauffement de près d'un degré Celsius (GIEC, 2013). Les plus récents Modèles de Circulation Générale (MCG) prévoient pour la période comprise entre 2010 et 2039, une augmentation des températures moyennes annuelles de 1 à 3 °C et une augmentation supérieure à 5 °C pour les régions des hautes latitudes de l'Amérique du Nord (Pachauri et Reisinger, 2007). Les projections des précipitations annuelles canadiennes semblent aussi pointer vers cette augmentation. Les MCG prédisent des précipitations moyennes annuelles supérieures à 20 % et de plus de 30 % pour les saisons hivernales (Christensen et Hewitson, 2007). Ces modèles démontrent aussi que les régions les plus touchées par ces modifications de régime hydroclimatique seront celles des hautes latitudes. Les simulations du modèle régional climatique canadien (MRCC) se traduisent aussi vers une hausse des températures et des précipitations (Ouranos, 2010). D'ici 2050, ces simulations montrent une augmentation des températures moyenne hivernales variant entre 4,5 à 6,5 °C et une augmentation considérable des précipitations de 17 à 30 % pour les régions les plus au nord (Ouranos, 2010).

Dans ce contexte des changements de régimes hydroclimatiques, les écosystèmes naturels, dont les tourbières, auront tendance à se modifier et enregistrer des modifications significatives. Le schéma des températures et des précipitations projetées pourrait avoir des effets significatifs sur la distribution des tourbières à mares (Belyea, 2007). De tels changements pourraient engendrer des impacts importants dans la dynamique du cycle du carbone (Wang *et al.*, 2004), puisque les mares contribuent aussi aux émissions de C organique vers l'atmosphère (Hamilton *et al.*, 1994). Karofeld *et al.*, (2008) ont montré qu'un réchauffement de la température de l'eau des mares aura des répercussions sur la décomposition de la tourbe au fond de celles-ci pouvant ainsi contribuer aux émissions de carbone vers l'atmosphère. Devant cette situation, l'étude de la formation et de l'évolution des mares prend toute son importance. Il est ainsi probable que les tourbières nordiques

deviennent d'importantes sources de carbone (Karofeld, 2004). Il s'avère alors primordial d'évaluer la sensibilité de ces écosystèmes et particulièrement les biotopes à l'intérieur de ceux-ci aux changements des conditions climatiques et ce, à partir de leur dynamique de mise en place et d'évolution.

Cette recherche s'inscrit dans la compréhension de la dynamique du carbone associée aux tourbières de la Côte-Nord du Québec dans le cadre du projet Côte-Nord de la Chaire de recherche DÉCLIQUE (Dynamique des Écosystèmes Tourbeux et Changements Climatiques). Plus spécifiquement, le projet de recherche s'insère dans l'axe de la dynamique holocène du développement et de l'évolution des mares dans les tourbières ombrotrophes de l'estuaire et du Golfe du fleuve Saint-Laurent par une approche paléoécologique, paléohydrologique et stratigraphique.

CHAPITRE I

CONTEXTE ET OBJECTIFS

Ce chapitre présente la revue de la littérature effectuée au cours du projet de recherche. Dans un premier temps, les principales caractéristiques des écosystèmes tourbeux et leurs unités morphologiques de surface sont décrites. Puis, les différentes hypothèses sur les modes de formation des mares ainsi que les différentes approches pour les étudier sont présentées. Enfin, la dernière partie expose l'hypothèse et les objectifs de recherche.

1.1 Caractéristiques générales des écosystèmes tourbeux

Les tourbières sont des écosystèmes qui se développent dans des environnements mal drainés où l'accumulation de la matière organique (la tourbe) excède la décomposition (Payette et Rochefort, 2001) et où l'équilibre hydrologique est assuré avec la nappe phréatique près de la surface du sol (Price *et al.*, 2005). L'initiation des tourbières est influencée par un bilan d'évapotranspiration positif (Halsey *et al.*, 1998). Par définition, le terme tourbière s'applique lorsque l'accumulation de la tourbe atteint une épaisseur minimale de 30 à 40 cm au-dessus de la surface minérale (Payette et Rochefort, 2001). Le développement des tourbières est influencé par divers facteurs liés à l'accumulation proprement dite de la tourbe, tels que l'ombrotrophication et la décomposition (facteurs autogènes) ainsi que par des facteurs comme la température, les précipitations, le gel, le vent et les feux (facteurs allogènes) (Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001). Ces deux types de facteurs bien distincts influencent les processus d'entourbement soit par la paludification ou par le comblement (Payette et Rochefort, 2001).

Le processus d'entourbement par comblement est associé au remplissage graduel d'un plan d'eau stagnant ou semi stagnant avec de la matière organique (Figure 1.1) (Korhola, 1995 ; Lindsay *et al.*, 1988 ; Payette et Rochefort, 2001). Les stades d'entourbement varient selon le type de végétation bordant le plan d'eau, la topographie du bassin à combler, les conditions de drainage du bassin versant et par les conditions climatiques (Payette et Rochefort, 2001).

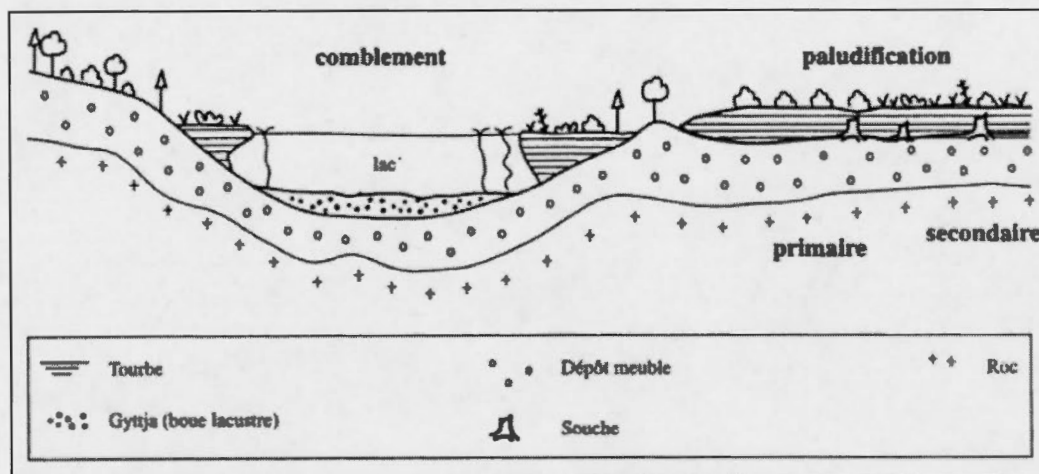


Figure 1.1 Schématisation du processus de comblement d'un lac ou d'un plan d'eau (gauche) et de paludification (droite) dite primaire (site non forestier) ou secondaire (site forestier) (Tiré de Payette et Rochefort, 2001)

La paludification est définie comme « *un processus d'accumulation de la tourbe menant à la formation d'une tourbière dans un site forestier, une prairie ou une surface rocheuse* » lorsqu'un environnement sec devient subséquentement humide (Figure 1.1) (Lindsay *et al.*, 1988 ; Payette et Rochefort, 2001). Contrairement au processus de comblement, la paludification requiert un changement de conditions hydrologiques locales favorisées par une réduction de la décomposition (Charman, 2002). La paludification des sols constitue le processus dominant d'entourbement ayant mené à la formation et au développement de la majorité des tourbières de l'hémisphère Nord (Payette *et al.*, 2013).

Au niveau trophique et hydrologique, on trouve deux types de tourbières soient les tourbières ombrotrophes (bogs) et les tourbières minérotrophes (fens) (Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001). Les bogs sont caractérisés par une alimentation en eau et en minéraux de type ombrogène c.-à-d. provenant exclusivement des précipitations. Les fens sont caractérisés par une alimentation à la fois ombrogène et géogène soit par l'apport en nutriments provenant des eaux de drainage (Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001). Le niveau trophique des fens est intimement lié aux processus hydrologiques et

hydrogéologiques qui influencent la chimie de l'eau. La distinction entre les bogs et les fens se fait également par le potentiel hydrogène (pH), la conductivité électrique ($\mu\text{S}/\text{cm}$) ainsi que par le contenu en éléments minéraux dont le Calcium (Ca).

La végétation des tourbières peut aussi servir à distinguer les bogs des fens. Dans les tourbières ombrotrophes, les conditions plus pauvres et plus acides (pH 3,5 à 4,2) sont dominées par les sphaignes (*Sphagnum* spp.) comme *Sphagnum magellanicum*, *S. papillosum*, *S. cuspidatum* et *S. fuscum*, les éricacées, quelques herbacées et la présence d'arbres tels que le mélèze (*Larix laricina* (DuRoi) K. Koch) et l'épinette noire (*Picea mariana* (Mill.) BSP). La végétation des tourbières minérotrophes est beaucoup plus riche en minéraux (pH 4,6 à 7,5) et en espèces. Elle est composée de bryophytes et particulièrement de mousses brunes (Amblystegiaceae), de sphaignes principalement sect. *Cuspidata*, de cypéracées (*Carex* spp.) ainsi que de quelques petits arbustes comme le myrique baumier (*Myrica gale* L.) et l'aune crispé (*Alnus crispa* (AIT.) Prush.).

1.2 Morphologie et structure des tourbières

L'interaction complexe entre la végétation, l'hydrologie et le dépôt de tourbe favorise une variété de caractéristiques morphologiques et microtopographiques à la surface des tourbières (Joosten et Clarke, 2002). Ces unités morphologiques (buttes, lanières, platières, dépressions et mares) aussi appelées biotopes sont autant d'éléments qui caractérisent la surface des tourbières. L'arrangement des types de biotopes et particulièrement celui des mares confère aux tourbières des patrons de surface (*surface patterning*) bien définis (Tallis et Livett, 1994). Les tourbières de l'est de l'Amérique du Nord sont définies par des patrons de surface concentriques, excentriques, réticulés, voire irréguliers pour les bogs et structurés ou ridés pour les fens (Payette et Rochefort, 2001).

La surface des tourbières comporte d'importants changements de structure suivant deux gradients éoclimatiques 1) continental à océanique et 2) latitudinal (Damman, 1979). Les changements suivant le gradient éoclimatique de continental à océanique s'observent avec l'ouverture du couvert forestier et l'augmentation de l'arrangement des mares à la surface

(Glaser et Janssens, 1986). D'autres changements de structure s'observent suivant le gradient latitudinal du sud vers le nord. Ils influencent principalement la saison végétative en raison des différences de température entre les régions. Vers le nord, les tourbières s'amincissent en raison d'une diminution de la productivité et souvent des surplus d'eau y sont associées en raison de l'apport tardif d'eau de fonte associées aux saisons hivernales plus longues (Damman, 1979).

Bien que le développement de ces structures soit souvent complexe et dynamique, la répartition géographique des mares dans les tourbières ombrotrophes de l'est de l'Amérique du Nord suggère une influence climatique (Glaser et Janssens, 1986). Cette répartition serait la conséquence du changement de précipitations et d'évapotranspiration altérant l'équilibre hydrologique et augmentant l'activité du gel ce qui favoriserait l'expansion des mares vers le nord et les régions océaniques (Glaser et Janssens, 1986). D'autres études ont suggéré une origine autogène d'ordre géomorphologique et biotique pour le développement et l'agrandissement des mares (Glaser *et al.*, 1981). En dépit des différentes hypothèses, il n'existe actuellement aucun consensus expliquant le développement des patrons morphologiques de surface, dont les mares (Charman, 2002 ; Payette et Rochefort, 2001).

À la surface, les gradients de végétation sont représentés par la composition, l'abondance et la croissance des espèces végétales en fonction de l'espace qu'ils occupent ou en fonction d'autres types de gradients (physique, chimique, biologique) (Payette et Rochefort, 2001). Les différents biotopes des tourbières suivant le gradient butte – dépression – mare ont été étudiés. Actuellement, les principaux processus pour expliquer la formation de ces biotopes sont d'ordre géomorphologique, biotique et climatique. Malgré ces hypothèses, celles appuyant la formation des mares demeurent encore obscures et ouvertes à la critique (Payette et Rochefort, 2001) alors qu'une approche intégrée serait préférable afin de définir les différents processus de formation en cause (Glaser *et al.*, 1981).

1.3 Processus de formation des mares

Trois hypothèses principales caractérisent les processus de formation des mares dans les tourbières soient celles originant de processus topographiques, de processus biotiques et finalement de processus climatiques. Ces hypothèses s'appliquent autant pour les tourbières ombrotrophes que minérotrophes, mais elles demeurent un sujet de controverse puisqu'elles ne font pas encore l'unanimité dans les études. Les sections suivantes présentent ces différentes hypothèses. Bien qu'il existe un intérêt scientifique sur la structuration des tourbières, il ne semble pas y avoir de théorie reconnue afin d'expliquer leur modalité de formation et d'évolution (Payette et Rochefort, 2001).

1.3.1 Hypothèses de formation topographique

L'hypothèse gravitaire de Pearsall (1956) est l'une des premières hypothèses topographiques qui ait été formulée pour expliquer la formation des mares. Selon cet auteur, les mares seraient le résultat du comblement en eau des fissurations de la tourbe exercée par la tension sur celle-ci en raison d'une pente. Weller (1975) a aussi soutenu cette hypothèse et conclu que la formation des mares semble davantage liée aux tourbières dont la surface est en pente et où la solifluxion peut s'opérer. Dans les pays scandinaves, les mares dans les « *aapa mires* » ou fens ridés ont été associées à la fissuration de la tourbe suivant l'orientation de la pente (Smart, 1982). Goode (1970) a associé l'origine des mares avec leur position au-dessus des dépressions du bassin minéral, une hypothèse qui a cependant été contestée par Foster et King (1984). Selon ces derniers, la distribution des mares et lanières n'aurait aucune relation avec la topographie du bassin, mais davantage avec celle de la surface. Les tourbières minérotrophes dont la pente est généralement inclinée présentent une topographie caractérisée par une alternance de mares profondes et de lanières, tandis que celles peu inclinées et dont l'écoulement en eau est peu prononcé ne présentent aucune organisation particulière (Foster et King, 1984). D'autres hypothèses comme celle de Boatman et Tomlinson (1973) suggèrent que les mares sont sujettes à se former dans les dépressions où l'eau de drainage a tendance à s'accumuler et où la nappe phréatique affleure près de la surface.

L'élaboration du modèle fonctionnel de Belyea (2007) a permis de tester le rôle de la topographie et du climat sur la proportion relative de recouvrement des mares et des lanières dans les tourbières structurées. Ce modèle a permis de vérifier si la pente générale de la surface des tourbières a un effet significatif sur la proportion de mares et de lanières. Les résultats obtenus par Belyea (2007) ont permis de rejeter l'hypothèse climatique et suggèrent que le facteur principal contrôlant l'abondance des mares et lanières dans les tourbières maritimes est topographique et principalement lié à l'inclinaison de la surface.

D'autres études ont tenté de démontrer un lien entre la formation des mares et la topographie du bassin mineral sous-jacent. Comas *et al.* (2004) ont associé la présence d'une crête d'esker aux mares d'une tourbière ombrotrophe dans l'état de Maine. L'étroite relation entre la position des mares et de l'esker suggère que les dépôts fluvio-glaciaires perméables auraient influencé l'aquifère et ainsi favorisé la formation de mares à la surface (Comas *et al.*, 2011).

Malgré ces hypothèses topographiques, l'étude de Sjörs (1961) a montré une relation inverse entre le développement des mares et la pente du bassin de la tourbière. L'auteur a proposé que la formation des patrons de surface serait le résultat de processus biologiques contrôlés par l'hydrologie locale et non par des mécanismes physiques et/ou topographiques comme l'ont présenté Foster *et al.*, 1988b. Foster *et al.* (1983) avaient déjà suggéré que l'accumulation et la décomposition différentielles de la tourbe causée par la microtopographie de surface étaient les facteurs responsables du développement des mares.

1.3.2 Hypothèses de formation biotique

Les observations de Von Post et Sernander (1910) sur la stratigraphie d'une tourbière ont permis de proposer la théorie de la régénération cyclique entre les buttes et les dépressions (*cf.* Payette et Rochefort, 2001). Cette théorie suppose que les biotopes se succèdent de manière cyclique en raison des taux d'accumulation différentiels. Bien que Barber (1981) et Walker et Walker (1961) aient démontré que cette régénération cyclique ne s'opère pas dans l'ensemble des tourbières, Osvald (1949) a tenté d'expliquer la formation des mares en suggérant que les buttes et les mares se succèderaient de manière cyclique à la surface des tourbières. En plus

d'avoir proposé une hypothèse topographique, Pearsall (1956) a suggéré que l'origine des mares serait aussi associée aux tourbières les plus âgées alors que, la végétation de surface aurait tendance à se dégrader avec le temps. Inversement, Ratcliffe et Walker (1958) ont émis l'hypothèse que les mares seraient davantage associées à une reprise rapide de la croissance de la végétation plutôt qu'à un arrêt pouvant engendrer la décomposition de celle-ci. Walker et Walker (1961) ont aussi supporté l'hypothèse que les mares seraient intermittentes à la surface des tourbières et qu'elles seraient progressivement contraintes par la croissance des buttes. Cette théorie appuyée par Moore (1977) s'apparente à celle de la succession des biotopes sans l'aspect de la cyclicité proposé par Osvald (1949).

L'approche de Foster *et al.* (1983) montre que les différents patrons des tourbières sont engendrés par une différenciation graduelle de la surface contrôlée par les taux relatifs de production et de décomposition de la végétation. L'accumulation hétérogène de la tourbe serait pour cette raison, responsable de la formation des mares et des dépressions augmentant progressivement leur proportion à la surface (Foster *et al.*, 1983). Foster et King (1984) ont proposé un modèle basé sur le principe que le développement des patrons de surface est principalement contrôlé par des mécanismes physiques et biologiques. Selon ce modèle, une surface irrégulière formée de buttes et de dépressions se développe, puis une expansion des dépressions en réponse aux faibles taux d'accumulation et la coalescence de celles-ci par la décomposition de la tourbe. Belyea et Clymo (1998) ont repris ce modèle et ont montré une relation non linéaire entre la transition butte/dépression et le taux d'accumulation suggérant plutôt que l'accumulation de la tourbe des buttes serait davantage liée à la position de la nappe phréatique. Les résultats du modèle ont permis de démontrer que la distribution des espèces végétales dans les tourbières ombrotrophes est étroitement liée avec la position de la nappe phréatique et que leurs assemblages et biotopes associés possèdent des régimes hydrologiques qui leur sont propres. Cette caractéristique aurait ainsi tendance à réguler la conductivité hydraulique de la tourbe impliquant des conséquences directes sur le taux de production nette de la tourbe.

Selon Foster *et al.* (1988a), l'interaction entre les processus biologiques et hydrologiques serait responsable du taux d'accumulation différentielle de la tourbe. En effet, les taux d'accumulation seraient contrôlés par le type de végétation, mais aussi par la profondeur de la nappe phréatique. Foster et Wright (1990) ont daté des sédiments de mares et suggéré que leur formation d'origine autogène serait influencée par des changements hydrologiques au cours du développement des tourbières. Glaser et Janssens (1986) ont aussi émis l'hypothèse que la disparition de la couverture forestière et la concomitance de l'augmentation des mares dans les tourbières nordiques seraient étroitement liées à l'élévation de la nappe phréatique. Quoi qu'il en soit, la datation au radiocarbone des sédiments de fond de mares requiert une grande prudence et même si leurs effets demeurent peu documentés, des processus de soulèvement et d'affaissement des sédiments peuvent s'opérer à l'intérieur des mares et altérer leur stratigraphie (Karofeld et Tönisson, 2012). Suivant l'approche biotique, la formation des mares ne semble pas s'opérer simultanément au sein d'une même région ni d'une même tourbière suggérant que les changements sont davantage influencés par l'hydrologie locale (Foster *et al.*, 1988a ; Karofeld, 1998 ; Tallis et Livett, 1994). Les changements morphologiques des tourbières se manifesteraient suivant un gradient latitudinal suggérant un contrôle environnemental sous-jacent à l'accumulation et à la décomposition de la tourbe (Foster *et al.*, 1988a ; Glaser *et al.*, 2004 ; Glaser et Janssens, 1986).

1.3.3 Hypothèses de formation climatique

Bien que les dépressions et les mares ne semblent pas se former en réponse avec le climat, il existerait une certaine interaction entre le climat et le stade de développement des tourbières exerçant ultérieurement des transformations physiques et hydrologiques sur la tourbe (Karofeld, 1998). Seppälä et Koutaniemi (1985) ont déjà associé l'initiation et le développement des mares et lanières à une remontée générale des nappes phréatiques au cours de la période du Néoglaciale. Ratcliffe et Walker (1958) avaient déjà suggéré que le développement des mares profondes était issu d'un changement important des paramètres environnementaux, dont un changement du régime hydrologique. En effet, la persistance d'un niveau d'eau élevé dans les dépressions pourrait les transformer de manière irréversible en mares permanentes (Payette et Rochefort, 2001). Dans sa thèse de doctorat, Arlen-Pouliot (2009) a démontré qu'une remontée de la nappe phréatique associée aux changements

hydroclimatiques des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois aurait favorisé la création de nouvelles mares et l'élargissement de celles déjà existantes. Ce dernier appuie l'hypothèse stipulant que le développement des mares serait contrôlé par le climat et non par des processus internes tels qu'évoqués dans la section précédente (section 1.3.2).

Barber (1981) a aussi soutenu que la transition d'un climat sec à humide au cours de l'Holocène (transition subboréale-subatlantique) aurait favorisé la formation des mares dans les tourbières du Royaume-Uni. Inversement, Tallis (1994) mentionne que la différenciation microtopographique entre les mares, les buttes et les dépressions résulte de taux *in situ* d'accumulation différentielle en réponse à des conditions plus sèches. Ainsi, la disparition des espèces de sphaignes dans les profils stratigraphiques serait un indicateur de cette transition vers des conditions plus arides. Pour Lundqvist (*cf.* Sjörs, 1963), la formation des mares serait généralement précédée d'un arrêt temporaire de la croissance de la tourbe en réponse à une période de sécheresse (Payette et Rochefort, 2001). Malgré son explication en lien avec les processus biotiques, Moore (1977) a cependant souligné l'effet de la modification du climat sur les communautés végétales. Belyea et Malmer (2004) ont quant à eux mentionné que les tourbières structurées des régions océaniques répondent à une augmentation de précipitations par le développement de mares et de dépressions.

Quoiqu'ils soutiennent la théorie biotique, Foster *et al.* (1983) ont aussi considéré l'influence des conditions climatiques sur l'humidité de surface des tourbières. En effet, pour démontrer l'influence du climat sur le développement des tourbières et leurs biotopes, il est nécessaire de mettre en évidence la simultanéité des changements et d'évaluer comment ils s'expriment à l'intérieur d'une tourbière ou d'une région donnée (Arlen-Pouliot, 2009). Quoiqu'il en soit, selon Glaser et Janssens (1986) la présence de tourbières avec mares serait une conséquence des changements hydroclimatiques altérant l'équilibre hydrologique et favorisant une plus grande expansion des mares.

1.4 Initiation et évolution des mares

Les hypothèses de formation des mares sont aussi diversifiées que celles supportant leur évolution dont l'initiation secondaire, c.-à-d. ultérieure à l'initiation des tourbières (Belyea et Lancaster, 2002 ; Foster et Fritz, 1987 ; Foster et Glaser, 1986 ; Foster et King, 1984 ; McEnroe *et al.*, 2009 ; Payette et Rochefort, 2001 ; Pearsall, 1956 ; Seppälä et Koutaniemi, 1985).

Walker et Walker (1961) avaient déjà émis l'hypothèse que les mares étaient des composantes dynamiques pouvant s'élargir et se contracter périodiquement en réponse aux changements de régime hydrique. Boatman et Armstrong (1968) ont suggéré que les mares les plus longues dans les tourbières, bien que secondaires au développement, se seraient formées par coalescence en réponse à l'inondation de lanières adjacentes. Glaser *et al.* (1981) mentionnent que la présence d'îlots de tourbe similaires à des buttes résiduelles dans les mares est une évidence incontestable de l'inondation de la surface. Foster *et al.* (1988a) ont aussi mentionné que plusieurs études (ex. Ivanov, 1981 et Kuznetsov 1986) avaient démontré que, sous l'effet de conditions plus humides et plus fraîches, les mares avaient tendance à s'agrandir et coalescer avec les dépressions et les mares en périphérie. Cette hypothèse reprise par Foster *et al.* (1988b) a permis de suggérer que le stade initial de formation des mares était le résultat d'une inondation graduelle des dépressions végétalisées.

Pour Arlen-Pouliot (2009), la morphologie allongée des mares serait plutôt le résultat d'une agglomération des mares de même altitude en conséquence à la persistance d'une nappe phréatique affleurante pouvant faire progresser vers un phénomène d'inondation comme celui de l'aqualyse. En opposition, Foster *et al.*, (1988b) ont plutôt suggéré que les mares résulteraient davantage de l'élargissement des dépressions associé à la baisse de la nappe phréatique.

Les processus d'accumulation et de décomposition sont aussi à considérer dans l'évolution des mares. Boatman *et al.* (1981) ont mentionné que les mares peuvent se fusionner en raison des taux d'accumulation plus faibles au pourtour des plans d'eau. Malgré

l'expansion imminente des mares suite à ces taux d'accumulation différentielle, Foster et King (1984) ont souligné que l'hétérogénéité des taux d'accumulation favoriserait d'abord la formation des dépressions. Ces dépressions auraient alors tendance à s'approfondir puisque les taux d'accumulation des parties adjacentes seraient plus élevés (Foster *et al.*, 1988b). Pour Karofeld et Tönisson (2012), l'approfondissement des mares s'opère par : 1) l'accumulation constante de la tourbe des parties adjacentes qui excède celle des mares et 2) la décomposition active de la tourbe au fond des mares. Cette décomposition favoriserait aussi une remontée des sédiments de fonds vers la surface des mares modifiant alors leur topographie et leur profondeur (Karofeld *et al.*, 2008).

Selon Foster et King (1984), la topographie des tourbières aurait aussi un effet sur l'évolution des mares. Comme Karofeld (1998), les auteurs ont remarqué que les mares les plus étroites étaient souvent présentes dans les tourbières fortement inclinées et que celles aux formes arrondies étaient généralement situées dans les parties planes où les pentes sont plus faibles.

L'action érosive du vent et des vagues s'avère être un autre processus important en ce qui concerne l'évolution des mares. Engstrom (1984) a mentionné que les mares des tourbières australes du Labrador présentaient des évidences d'érosion physique par les vagues et le vent et que l'action du gel aurait aussi tendance à créer des bordures de mares irrégulières. À l'opposé, les bords de mares des tourbières étudiées au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse (Glaser et Janssens, 1986), semblent beaucoup plus réguliers et sans signes évidents d'érosion. La direction des vents dominants serait aussi responsable de l'orientation des mares dans certaines tourbières (Pearsall, 1956), provoquant une érosion répétée des bordures et pouvant même résulter à l'élargissement et à la coalescence de certaines d'entre elles (Walker et Walker, 1961).

À l'échelle temporelle, il a été démontré que les mares seraient quasi permanentes à la surface des tourbières et qu'une fois formées, elles peuvent persister pendant plusieurs milliers d'années (Belyea, 2007 ; Foster et King, 1984 ; Foster et Wright, 1990 ; Moore,

1977). Une fois que les conditions d'eau libre sont installées, le retour vers des conditions d'accumulation de la tourbe semble peu probable sauf si un drainage catastrophique survenait (Belyea, 2007). Bien que l'initiation des mares induite par des facteurs climatiques ne soit pas évidente, les distinctions de forme, d'échelle et d'arrangement de celles-ci varient incontestablement avec l'hydrologie locale contrôlée par le climat régional et la topographie (Belyea et Lancaster, 2002).

1.5 Études des mares

Jusqu'à maintenant la plupart des études sur la dynamique des mares ont considéré les paramètres stratigraphiques, hydrologiques, morphométriques, physico-chimiques, limnologiques et topographiques isolément. La majorité des études stratigraphiques n'ont présenté qu'une description sommaire des assemblages végétaux de la tourbe en dessous et en bordure des mares. Souvent, la description stratigraphique a été réalisée directement sur le terrain et les carottes rapportées en laboratoire servaient davantage à des fins d'analyses polliniques (Foster et King, 1984 ; Moore, 1977 ; Seppälä et Koutaniemi, 1985 ; Tallis et Livett, 1994).

La plupart des études stratigraphiques supportant l'initiation des mares ont été réalisées en comparant des carottes de sédiments prélevées sous les mares avec celles des parties terrestres adjacentes (Arlen-Pouliot, 2009 ; Arlen-Pouliot et Bhiry, 2005 ; Foster et Fritz, 1987 ; Foster et King, 1984 ; Foster *et al.*, 1988a ; Foster et Wright, 1990 ; Foster *et al.*, 1988b ; Moore, 1977 ; Seppälä et Koutaniemi, 1985 ; Smart, 1982 ; Tremblay, 2010). Souvent, cette description fût limitée à la distinction entre les différentes unités stratigraphiques par exemple, la limite entre gyttja – *Sphagnum* – dépôt minéral (Foster et Wright, 1990 ; Foster *et al.*, 1988b). De plus, peu d'études n'ont pu, malgré la datation au radiocarbone, déterminer avec précision l'âge minimal de la formation des mares. La plupart du temps, les datations obtenues pour déterminer l'âge minimal de l'initiation des mares étaient prélevées à l'interface entre la gyttja et le dépôt tourbeux (Foster et Wright, 1990 ; Foster *et al.*, 1988b). Bien que Karofeld (1998) ait émis des doutes sur la stratigraphie originale sous les mares, d'autres études se sont uniquement basées sur des profils extraits en

bordure de celles-ci. Par exemple, l'analyse stratigraphique de Boatman et Armstrong (1968) est uniquement basée sur les restes de tiges de sphaignes prélevées dans deux carottes en bordure des mares.

Plus récemment, les études réalisées par Comas *et al.* (2005; 2011) ont utilisé le géoradar (GPR) pour reconstituer la stratigraphie des sédiments tourbeux. L'utilisation d'ortho-images et de photographies aériennes a aussi été utilisée pour déterminer la morphométrie de surface et pour caractériser les mares des tourbières ombrotrophes. Ces études représentent aussi d'importantes contributions pour la compréhension de la dynamique de ces biotopes. Belyea et Lancaster (2002) ont été en mesure de démontrer que plus la taille des mares augmente, plus ces dernières deviennent profondes et allongées. D'autres d'analyses spatiales ont permis de mettre en relation l'orientation de la pente des tourbières avec celle des mares. Plus récemment Karofeld et Tõnisson (2012) ont mis en évidence des variations topographiques des fonds de mares en lien avec la température de l'eau et montrent que la majorité des mares se forment à partir des dépressions humides. Quoi qu'il en soit, bien qu'elles se forment majoritairement à partir des dépressions, il semblerait que la décomposition de la végétation s'opère principalement au cours de la phase initiale de formation des mares (Karofeld et Tõnisson 2012).

1.6 Hypothèse et objectifs de recherche.

Sur la Côte-Nord québécoise, entre l'estuaire et le Golfe du Saint-Laurent, on remarque un agencement hétérogène des mares à la surface des tourbières côtières. En effet, il est possible d'observer une distinction morphologique entre les mares de la région de Baie-Comeau et celles d'Havre-Saint-Pierre ainsi qu'une augmentation de la surface occupée par celles-ci vers l'est. D'une part, les mares des tourbières de la région de Baie-Comeau sont plus petites ($\sim 70 \text{ m}^2$) et profondes ($\sim 2 \text{ m}$) et présentent des contours bien définis sans signe évident d'érosion (Figure 1.2). Dans la région d'Havre-Saint-Pierre, le pourcentage de recouvrement des mares à la surface des tourbières atteint approximativement 50%. Leurs contours sont nets et présentent des restes de microformes dans la partie aquatique suggérant une expansion due à l'érosion par le vent, les vagues ou le gel. Les mares sont ciculaires

(diam. ~ 100 m) et peu profondes (~ 75 cm) (Figure 1.3). Nous avons émis l'hypothèse que les conditions hydroclimatiques au cours de la période plus froide du Néoglaciale (± 3000 cal. BP) entre l'estuaire et le Golfe du fleuve Saint-Laurent seraient responsables des distinctions morphologiques entre les deux régions.



Figure 1.2 Morphologie de surface de la tourbière Manic, Baie-Comeau

Les différentes hypothèses de formation des mares présentées dans la section précédente ont permis de définir l'objectif principal de notre étude. Il consiste à identifier quels sont les processus responsables du développement des mares et ayant conduit à leur morphologie actuelle. L'approche intégrée pour l'étude des mares proposée par Payette et Rochefort (2001) a été prise en considération. Elle consiste à vérifier les différentes hypothèses de formations des mares en y intégrant les méthodes et techniques modernes de l'écologie et de la paleoécologie.

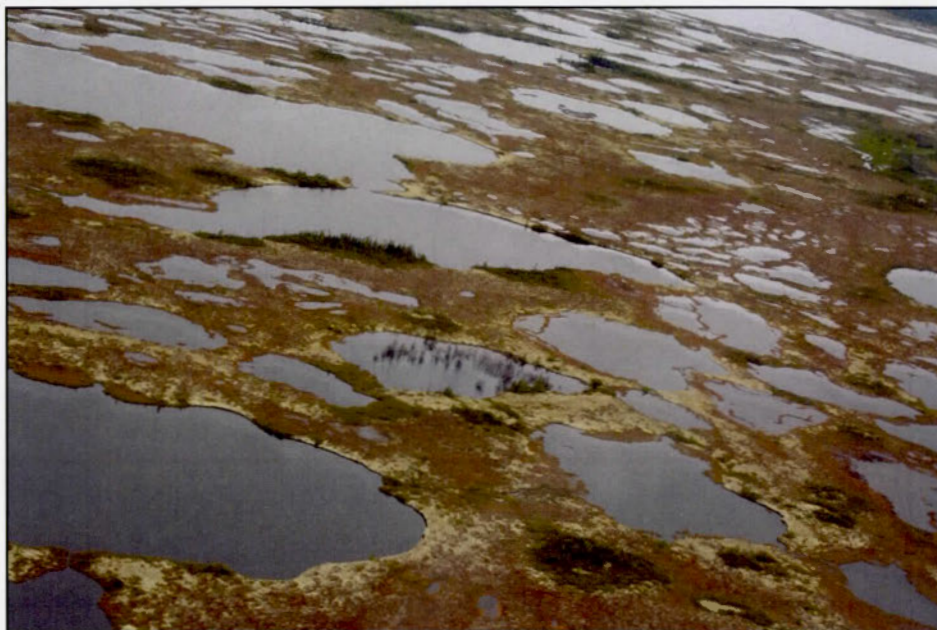


Figure 1.3 Morphologie de surface de la tourbière Romaine, Havre-Saint-Pierre

Trois sous-objectifs ont permis de vérifier quels sont les principaux processus responsables du développement des mares. Il s'agit de :

- Reconstituer la morphologie des bassins minéraux sous les tourbières des deux régions.
- Caractériser et comparer la composition stratigraphique des sédiments de tourbe sous les mares et les parties terrestres adjacentes.
- Reconstituer les conditions paléocéologiques et paléohydrologiques qui ont précédé la formation des mares.

CHAPITRE II

CADRE BIOPHYSIQUE

Ce chapitre présente le cadre biophysique des régions de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre. Les caractéristiques géomorphologiques, climatiques et phytologiques des deux régions sont présentées. Le contexte géomorphologique se veut une rétrospective des événements menant à la formation des deux deltas sur lesquels se sont développées les tourbières étudiées. L'histoire de la formation des grands deltas est donc mise en perspective depuis la dernière glaciation wisconsinienne.

2.1 Régions et sites d'étude

Les deux régions d'études sont situées le long de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent sur la Côte-Nord (Québec, Canada) dans les secteurs de Baie-Comeau et d'Havre-Saint-Pierre. Les tourbières étudiées se sont développées sur des dépôts meubles d'origine deltaïque. La tourbière Manic ($49^{\circ}07'17''\text{N}$, $68^{\circ}17'56''\text{W}$; alt. 20-22 m.a.s.l.) s'est développée sur la vaste péninsule de Manicouagan à 20 km à l'ouest de la ville de Baie-Comeau tandis que la tourbière Romaine ($50^{\circ}17'52''\text{N}$, $63^{\circ}41'29''\text{W}$; alt. 23-25 m.a.s.l.), située à proximité d'Havre-Saint-Pierre, s'est développée sur la plaine deltaïque mise en place à l'embouchure de la rivière Romaine (Figure 2.1).

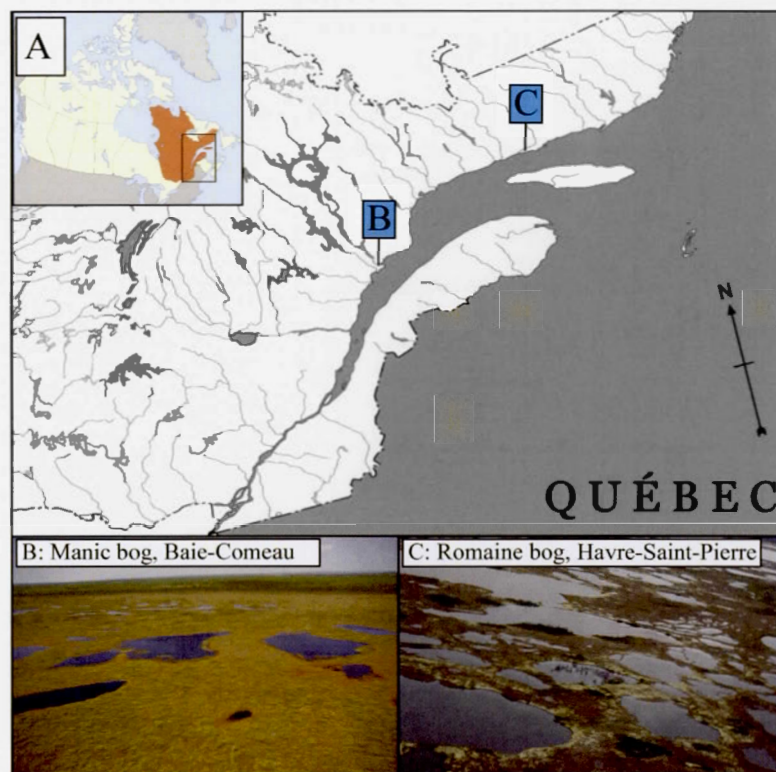


Figure 2.1 Localisation de la région et des sites d'étude

2.2 La région de Baie-Comeau

2.2.1 Contexte géomorphologique

Le complexe deltaïque au confluent de la rivière Manicouagan et de la rivière aux Outardes, sur lequel reposent de nombreux complexes tourbeux ombrotrophes, forme une partie de la plate-forme littorale de la Côte-Nord (Bernatchez, 2003). Ce lobe deltaïque repose sur un substratum rocheux appartenant à la province géologique du Grenville (950 ± 150 ma) composé essentiellement de roches cristallines. Sa morphologie présente une surface relativement plane sur laquelle une série de terrasses deltaïques ont été façonnées suite au retrait de la mer de Goldthwait.

L'Inlandsis laurentidien qui recouvrait l'Amérique du Nord au cours de la dernière glaciation wisconsinienne a libéré la frange côtière de la Haute-Côte-Nord vers ~ 11,5 ka BP ce qui a permis à la mer de Goldthwait d'atteindre sa limite maximale entre 140 et 150 m d'altitude vers ~ 11 ka BP (Bernatchez, 2005). Suite au retrait du glacier et au début de l'émersion des terres, la région aurait subi une importante phase de sédimentation.

Le relèvement isostatique rapide entre 9 et 8 ka BP a permis à plusieurs cours d'eau de s'encaisser dans les dépôts meubles de la région. Cette période a été déterminante en ce qui a trait au remaniement fluvial des sédiments deltaïques alors que les principaux cours d'eau ont repris en charge les sédiments et les ont redéposés à leurs embouchures respectives (Bernatchez, 2005). Vers ~ 8000 ans BP, le relèvement isostatique était presque complété et ce n'est que vers ~ 7,5 ka BP que le niveau marin aurait atteint un niveau similaire à l'actuel.

Vers ~ 5,8 ka BP, la région a connu une importante phase marine transgressive nommée la transgression Laurentienne (Dionne, 2001). Cette transgression aurait inondé le territoire jusqu'à 16 mètres d'altitude par rapport au niveau actuel.

2.2.2 Climat et végétation de la tourbière Manic

La région de Baie-Comeau est caractérisée par un climat de type maritime. La température moyenne estivale des trois mois les plus chauds varie entre 13,6 et 15,6 °C avec une moyenne de 254 mm de précipitations. La température moyenne des trois mois les plus froids oscille entre -11,6 et -9,6 °C avec une moyenne de précipitations de 276 mm (Gérardin et McKenney, 2001 ; Hutchinson *et al.*, 2009).

Le secteur de la tourbière Manic fait partie du domaine bioclimatique de la sapinière à bouleau blanc (Payette et Rochefort, 2001). Ce domaine appartient à la sous-zone de la forêt boréale fermée dominée par des peuplements de sapin baumier (*Abies balsamea* (L.) Mill.), d'épinette blanche (*Picea glauca* (Moench) Voss.), d'épinette noire (*Picea mariana*), de pin gris (*Pinus banksiana* Lamb.), de mélèze (*Larix laricina*), de peuplier faux-tremble (*Populus*

tremuloides Michaux.), de bouleau jaune (*Betula alleghaniensis* Britton) et de bouleau blanc (*Betula papyrifera* Marshall.) (Ministère des Ressources naturelles, 2003).

Près de 45% du territoire du delta de Manicouagan est recouvert par des tourbières ombrotrophes (Lachance, 2006). La tourbière ombrotrophe Manic dominée par des sphaignes et le cassandre calyculé (*Chamaedaphne calyculata* (L.) D. Don.) est parsemée de plusieurs mares de tailles et de formes variées (Simard, 1976). Ses strates arborescente et arbustive sont composées d'épinette noire. On y distingue plusieurs types d'éricacées dans sa strate éricoïde dont le kalmia à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia* L.), le thé du labrador (*Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd), la kalmia à feuille d'andromède (*Kalmia polifolia* Wang), le bleuet (*Vaccinium angustifolium* Ait.) et l'airelle à gros fruit (*Vaccinium macrocarpon* Ait.). La strate herbacée est principalement composée de ronce petit-mûrier (*Rubus chamaemorus* L.), linaigrette dense (*Eriophorum vaginatum* L. ssp. *spissum* (Fern.) Hultén), airelle canneberge (*Vaccinium oxycoccos* L.), sarracénie pourpre (*Sarracenia purpurea* L.), de carex (*Carex* spp.), et de nénuphar à fleurs panachées (*Nuphar variegatum* Engelman) dans les mares (Simard, 1976). La strate muscinale est principalement composée de sphaignes ($\pm 80\%$), de *Dicranum undulatum* Schrad. Ex Brid. et de *Ptilidium ciliare* (L.) Hampe.

2.3 La région d'Havre-Saint-Pierre

2.3.1 Contexte géomorphologique

La plaine deltaïque de la rivière Romaine, largement recouverte de tourbières ombrotrophes, se situe dans la zone côtière Est du Bouclier canadien de la Moyenne-Côte-Nord. Elle repose sur un substrat rocheux composé de roches précambriennes qui appartiennent à la province géologique du Grenville (Dubois, 1980).

Comme l'ensemble de la Côte-Nord, la région d'Havre-Saint-Pierre a été recouverte par l'Inlandsis laurentidien lors de la dernière glaciation winconsinienne et son retrait s'est amorcé vers 14 ka BP (Dionne, 1977). La première phase d'édification du delta de la rivière

Romaine a débuté vers 10 000 ans BP au contact de l'eau de fonte de l'inlandsis avec celle de la mer de Goldthwait (Ministère des Transports, 1986).

Vers 8000 ans BP, la région fut soumise à un relèvement isostatique rapide engendrant l'émersion du delta de la Romaine. Le réchauffement de la région au cours de cette période aurait également permis la transition des paysages périglaciaires vers des milieux forestiers principalement composés d'épinette noire, d'épinette blanche et de sapin baumier (Ministère des Transports, 1986).

Ce n'est que vers 7000 ans BP que le processus de pédogenèse des dépôts deltaïques s'est amorcé sur le delta. D'abord excessivement bien drainés, les sols podzoliques auraient développé un horizon plus ou moins cimenté (orstein) sous des conditions climatiques plutôt sèches (Payette *et al.*, 2013).

2.3.2 Climat et végétation de la tourbière Romaine

La région d'Havre-Saint-Pierre est caractérisée par un climat de type maritime d'influence subarctique (Ministère des Transports, 1986). La température moyenne estivale des trois mois les plus chauds oscille entre 9,5 et 11,5 °C avec des précipitations entre 273 et 311 mm. La température moyenne des trois mois les plus froids varie entre -13,6 et -11,6 °C tandis que les précipitations oscillent entre 182 et 219 mm (Gérardin et McKenney, 2001 ; Hutchinson *et al.*, 2009).

Le secteur de la tourbière Romaine fait partie du domaine bioclimatique de la pessière à mousse (Payette et Rochefort, 2001). Ce domaine appartient à la sous-zone de la forêt boréale ouverte. À l'exception des grandes tourbières, la région est aussi caractérisée par de grandes pessières et de quelques laricinières (Buteau, 1983). On y observe des peuplements d'épinette blanche avec du bouleau nain (*Betula nana* L.), du bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Minchx.), de l'aulne rugueux (*Alnus rugosa* (DuRoi) Spreng.) et du peuplier faux-tremble (Buteau, 1983).

La végétation des tourbières sur le delta à l'embouchure de la rivière Romaine est principalement dominée par les éricacées, les lichens et les sphaignes dans les secteurs les plus humides (Buteau, 1983). La tourbière Romaine est quant à elle principalement composée de deux strates de végétation dominantes, la strate muscinale et la strate arbustive. La strate arbustive se caractérise par la présence d'éricacées et de quelques îlots de conifères composés d'épinette noire et de mélèze. On y retrouve des éricacées comme le thé du Labrador, la cassandre calyculé, la kalmia à feuilles étroites, et le rhododendron du Canada (*Rhododendron canadense* (L.) BSP.). La strate muscinale est essentiellement composée d'une couche superposée d'espèces de sphaignes et de lichens dont *Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar & Vězda et *Cladonia stygia* (Fr.) Ahti (Payette *et al.*, 2013). Enfin la strate herbacée, moins importante que les autres strates est principalement composée par des ronces petit-mûrier (*Rubus chamaemorus*) des *Eriophorum* dont *Eriophorum angustifolium* Honck et *Eriophorum vaginatum* L. (ssp. *spissum*) (Fern.) Hultén.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente le cadre méthodologique de la recherche. Il expose les différentes prises de données sur le terrain, les méthodes et techniques de collecte, et les traitements utilisés en laboratoire sur chaque type de données recueillies.

3.1 Acquisition des données

L'acquisition des données a nécessité trois campagnes de terrain. Ces campagnes se sont déroulées au cours de l'hiver 2011 (11 au 24 février), de l'été 2011 (18 au 24 juin) et de l'été 2012 (8 au 18 septembre).

3.2 Sélection des sites d'étude

3.2.1 Sélection des tourbières

Dans cette recherche, deux tourbières ombrotrophes ont été sélectionnées. Les tourbières ont été choisies en fonction de leur représentativité régionale, notamment par leur structure, leur forme et leur microtopographie de surface et plus spécifiquement celle des mares. Les tourbières ombrotrophes ont également été choisies en fonction d'un gradient de nordicité et d'exposition aux conditions de l'estuaire et du Golfe.

3.2.2 Sélection des mares

À l'intérieur des tourbières sélectionnées, deux quadrats de 200 m² ont été déterminés en fonction de la représentativité des mares de chacune de celles-ci. Le choix de la représentativité était basé sur la forme et l'arrangement en surface. À l'intérieur des quadrats, les mares ont été choisies en fonction de leur taille (petites, moyennes et grandes) et de leur profondeur pour s'assurer d'une représentativité spatiale. Enfin, les quadrats ont été subdivisés en plusieurs transects organisés perpendiculairement les uns aux autres, de manière à former une grille la plus régulière possible (Figure 3.1).

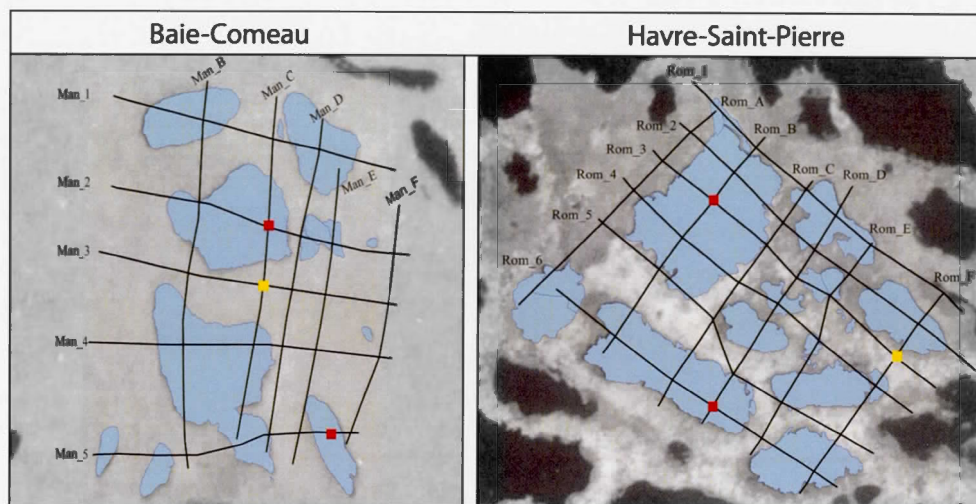


Figure 3.1 Quadrats établis sur la tourbière Manic (gauche) et sur la tourbière Romaine (droite)

3.3 Acquisition des données topographiques de terrain

L'acquisition des données topographiques a été réalisée au cours des campagnes de l'hiver et de l'été 2011. Les relevés topographiques ont été effectués à l'aide d'un système de positionnement différentiel (DGPS ou *differential global positioning system*). L'appareil utilisé (*Trimble*) comporte trois éléments essentiels soit un récepteur de base, un récepteur mobile et une radio. Le récepteur de base, qui communique avec les satellites, est installé sur le terrain et positionné avec une coordonnée géographique connue. Le récepteur mobile permet d'enregistrer les coordonnées géographiques des points d'intérêt en corrigeant sa position depuis le récepteur de base via une communication radio. L'installation d'un marqueur au sol a permis de repositionner le récepteur de base avec précision entre les différentes campagnes. La prise de données a été enregistrée en mode cinétique en temps réel (RTK ou *Real Time Kinematic*). Ce mode d'acquisition permet de corriger les points d'intérêts en temps réel en calculant la différence des phases d'ondes satellitaires (ΔX , ΔY , ΔZ) entre le récepteur de base et le récepteur mobile (Trimble, 2003). Le système de référencement HT2_0_MT utilisé lors de l'acquisition des données altimétriques est un géoïde hybride permettant d'obtenir une altitude orthométrique basée sur le modèle

CGG2000 à partir du système de référencement géodésique NAD 83 (Ministère des Ressources naturelles, 2010).

Au cours de la campagne de l'hiver 2011, les coordonnées géographiques des transects ont été collectées à l'aide du DGPS en suivant un pas d'échantillonnage entre 25 et 50 cm. Les données d'altitude ont ultérieurement été traitées afin de corriger topographiquement les profils obtenus à partir du géoradar (GPR).

La numérisation des mares à l'intérieur des deux quadrats a été réalisée au cours de la campagne de terrain de l'été 2011. Les contours des mares ont été numérisés à l'aide du DGPS en suivant, cette fois, un pas d'échantillonnage de 25 cm pour la tourbière Manic et de 50 cm pour la tourbière Romaine. L'augmentation du pas d'échantillonnage entre les deux sites s'explique par l'importante taille des mares à la tourbière Romaine.

3.4 Données de télédétection par laser (Lidar)

Le dispositif de télédétection par laser (Lidar ou *light detection and ranging*), est un outil qui permet de mesurer plusieurs paramètres environnementaux de terrain, dont l'altitude (Hasan *et al.*, 2011).

3.4.1 Acquisition des données Lidar

L'élévation de surface de la tourbière Romaine a été mesurée par un dispositif Lidar aéroporté. Les valeurs fournies par Hydro-Québec (Unité de géomatique) ont été relevées le 8 septembre 2004 (zone 1), du 15 au 19 août 2011 (zone 2) et du 9 au 16 septembre 2007 (zone 3) (figure 3.2). Les données d'altitude comprises dans la zone 1 ont servi à appliquer une correction topographique sur les profils géoradar de la tourbière Romaine.

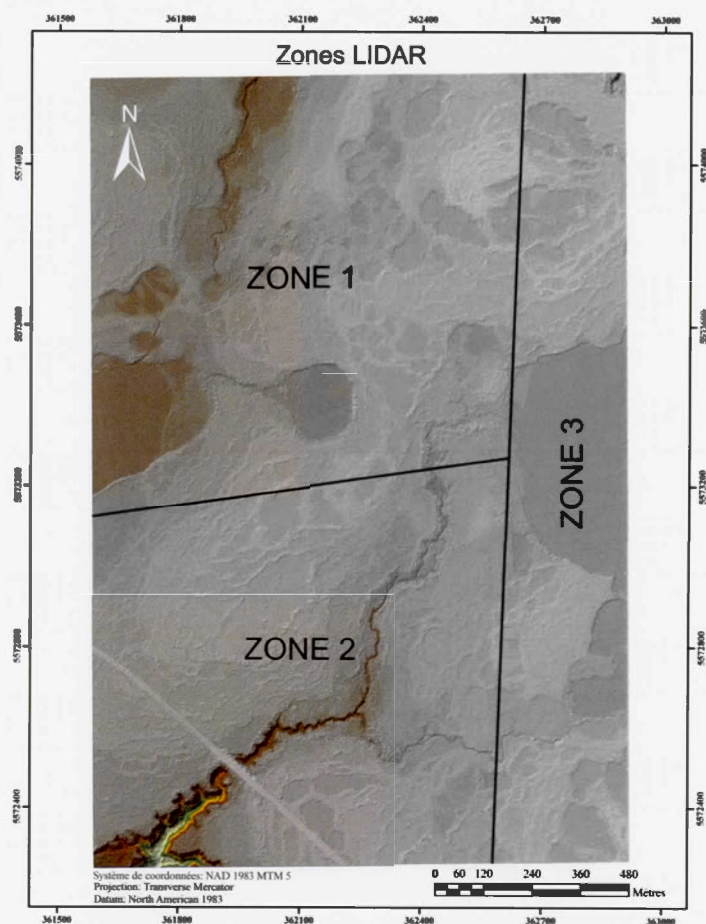


Figure 3.2 Zones des données Lidar (zone 1 : 8 septembre 2004, zone 2 : 15 au 19 août 2011, zone 3 : 9 au 16 septembre 2007) (source : Unité géomatique, Hydro-Québec)

3.5 Mesure d'épaisseur de la tourbe

Au cours de l'été 2012, des mesures d'épaisseur de tourbe ($n=30$) ont été effectuées dans chacun des deux sites d'étude à partir de transect est-ouest (Man_3 et Rom_5) (Figure 3.1). Les mesures ont été réalisées à intervalle de 5 mètres à l'aide d'une sonde pédologique de type *Oakfield*. De plus, un test de variabilité de la sonde a été accompli sur chaque site en répétant 30 mesures de profondeur dans un quadrat d'un mètre carré (Rosa *et al.*, 2009 ; Worsfold *et al.*, 1986).

3.6 Échantillonnage des carottes de tourbe

Au cours de la campagne de terrain de l'hiver 2011, les mares des deux sites ainsi que des lanières adjacentes aux mares de la tourbière Romaine ont été échantillonnées. Les compartiments terrestres (lanières) de la tourbière Manic ont quant à eux été prélevés au cours de l'été 2011. Un code alphanumérique basé sur le nom du site et le numéro des transects a été attribué à chaque carotte de tourbe (ex. Man_C2).

Quatre mares par site ont été sélectionnées en fonction de leur taille et de leur morphologie. Un vilebrequin a permis de perforer la glace et de carotter les sédiments sous les mares. Les parties supérieures ou sédiments flottants non consolidés ont été récoltés à l'aide d'un carottier de type *Kajak-Brinkhurst* (KB) (Brinkhurst *et al.*, 1969 ; Glew, 1991) puis sous-échantillonnés par tranche d'un centimètre à partir d'un extracteur adapté (Glew, 1988). Ces sédiments ont ultérieurement été placés dans des sacs à glissière dûment identifiés et entreposés dans un endroit réfrigéré à 4 °C. Les sédiments consolidés sous les mares ont, quant à eux, nécessité deux types de carottier soit, le carottier à piston de type *Livingstone* (100 cm) (Livingstone, 1955) et le carottier russe (50 x 4,5 cm) (Jowsey, 1966). Le carottier russe a été utilisé lorsque la colonne d'eau de la mare était entièrement gelée jusqu'à la base tandis que le carottier de type *Livingstone* a été utilisé dans le cas où la colonne d'eau n'était pas entièrement gelée pour éviter le remaniement des sédiments. Les sédiments récoltés à partir des deux types de carottiers ont ensuite été coupés en segments de 50 cm, emballés, identifiés puis réfrigérés à 4 °C jusqu'à leurs analyses en laboratoire.

Afin de comparer la stratigraphie des mares avec celle des parties adjacentes, deux carottes ont aussi été récoltées à proximité des mares à la tourbière Romaine au cours de l'hiver 2011. L'échantillonnage des segments supérieurs correspondant aux sédiments gelés, a été effectué à l'aide d'un carottier mécanique de type *CRREL* (diam. 7,5 cm) (Veillette et Nixon, 1980) et le reste à l'aide du carottier russe. Comme les sédiments prélevés sous les mares, ces derniers ont été coupés sur le terrain, emballés, identifiés et réfrigérés à 4°C.

L'échantillonnage des compartiments terrestres à la tourbière Manic a pour sa part été réalisé au cours de l'été 2011. Le premier mètre de chaque carotte a été prélevé avec un carottier de type *BOX* (8 x 8 x 105 cm) (Jeglum *et al.*, 1991) et les suivants à l'aide d'un carottier russe de 7,5 cm de diamètre (Jowsey, 1966). Le tableau 3.1 présente l'ensemble des données associées aux différentes campagnes de carottage et la profondeur de chacune des carottes prélevées.

Tableau 3.1 – Données de carottage associées à leur biotope

Tourbière : Manic (Baie Comeau)			
Carottes	Profondeur (cm)	Carottier	Biotope
MAN_C2	203-498 cm	KB, Petite Russe	Mare
MAN_E5	176-529 cm	KB, Livingstone	Mare
MAN_C3	0-521 cm	BOX, Grosse Russe	Platière
Tourbière : Romaine (Havre-Saint-Pierre)			
Carottes	Profondeur (cm)	Carottier	Biotope
ROM_B3	50-119 cm	KB, Livingstone	Mare
ROM_D6	75-196 cm	KB, Petite Russe	Mare
ROM_F3	2-228 cm	CRREL, Petite Russe	Platière

3.7 Acquisition des données géoradar

3.7.1 Configuration du géoradar

L'acquisition des données géoradar a été effectuée au cours de l'hiver 2011 à l'aide de l'appareil PulseEKKO PRO de la compagnie *Sensors & Software*. Lors d'une levée géoradar, plusieurs paramètres de configuration de l'appareil doivent être pris en considération dont la fréquence des antennes (f) et la puissance d'émission (Volt), le pas d'échantillonnage (i), la fenêtre du temps d'acquisition (fs), la séparation des antennes (e), l'empilement des traces ainsi que le mode de collecte (Jol et Bristow, 2003). Les antennes d'une fréquence (f) de 200

mégahertz (MHz) ont été utilisées et ce choix a été défini en optant pour un compromis entre la résolution et la profondeur de pénétration des ondes (Dallaire, 2010 ; Woodward *et al.*, 2003). La puissance d'émission des antennes a été réglée à 400 volts (V) tels que recommandé par Sensors & Software (2006). Le pas d'échantillonnage (i) a été fixé à 25 cm. La fenêtre du temps d'acquisition (fs) correspondant au temps aller-retour ($twtt$) en mètres par nanoseconde (m/ns) des ondes électromagnétiques entre l'antenne émettrice et réceptrice (Dojack, 2012) a été ajustée selon la profondeur visée suivant l'équation [1].

$$fs = \frac{1.3 (2 * \text{profondeur})}{\text{vélocité}} \quad \text{équation [1]}$$

L'espacement entre les antennes (e) a été fixé à 50 cm. La collecte des données a été effectuée selon le mode *common-offset*. Ce type de mode de collecte est caractérisé par le déplacement des antennes, disposées parallèlement entre elles et perpendiculairement aux transects. Enfin, l'empilement des traces a été réglé à 64. Le nombre d'empilements fait référence au nombre consécutif des traces produites et la totalité de celle-ci est ensuite moyennée pour produire une seule trace composite (Dojack, 2012). L'avantage de l'empilement est d'améliorer la résolution et la qualité des données acquises (Dojack, 2012). La configuration du géoradar pour chaque site est résumée au tableau 3.2.

Tableau 3.2 – Paramètres de configuration du géoradar selon le site d'étude

MANIC	200 MHz	CMP (200 MHz)
Fenêtre d'acquisition (f_s)	550 ns	550 ns
Pas d'échantillonnage (i)	0,25 m	0,50 m
Séparation des antennes (e)	0,50 m	0,50 m
Puissance d'émission (V)	400 volts	400 volts
Nombre de traces	64	64
Mode de collecte	Common-offset	CMP
ROMAINE	200 MHz	CMP (200 MHz)
Fenêtre d'acquisition (f_s)	250 ns	250 ns
Pas d'échantillonnage (i)	0,25 m	0,50 m
Séparation des antennes (e)	0,50 m	0,50 m
Puissance d'émission (V)	400 volts	400 volts
Nombre de traces	64	64
Mode de collecte	Common-offset	CMP

3.7.2 Estimation de la vitesse par géoradar

L'estimation de la vitesse acquise à l'aide des antennes de 200 MHz a été définie selon la méthode de collecte du point milieu commun (CMP ou *common mid-point*). Cette méthode consiste à estimer la vitesse du signal en convertissant le temps aller-retour des ondes ($twit$) en profondeur réelle (Burke, 2008 ; Conyers et Lucius, 1996 ; Jol et Bristow, 2003).

À chaque site, deux CMP ont été réalisés soit un sur une mare et un autre sur un compartiment terrestre. Ils ont été effectués sur deux biotopes différents afin de vérifier s'il y avait une différence significative entre la vitesse moyenne en dessous des mares et celle des portions terrestres. L'ensemble des paramètres de configuration du géoradar pour ce mode de collecte est aussi résumé au tableau 3.2.

3.8 Analyses en laboratoire

3.8.1 Description stratigraphique sommaire

L'ensemble des carottes de tourbe prélevées a d'abord été décrit selon la méthode de Troëls-Smith (1955). La description sommaire de la végétation et le degré de décomposition de celle-ci ont été effectués à intervalle de 4 cm ainsi qu'aux changements stratigraphiques importants.

3.8.2 Perte au feu

La perte au feu (PAF) a été effectuée sur l'ensemble des carottes de tourbe prélevées. Cette méthode a permis d'obtenir plusieurs paramètres physiques de la tourbe dont la densité sèche, la teneur en eau et le contenu en matière organique (Heiri *et al.*, 2001). Lorsque le volume le permettait, la perte au feu a été réalisée à partir d'un volume de 3 cm³. Les changements de teneur en eau dans la colonne stratigraphique dépendent des changements du type de sédiment, de la densité et du contenu en matière organique (Warner *et al.*, 1990). Les réflecteurs associés aux profils géoradar peuvent répondre aux interfaces stratigraphiques majeures associées aux changements de densité sèche et de teneur en eau (Lowry *et al.*, 2009 ; Sass *et al.*, 2010 ; Warner *et al.*, 1990).

3.8.3 Analyse macrofossile

Une analyse macrofossile sommaire a été effectuée sur six carottes de tourbe. Il s'agit des carottes extraites sous les mares et des profils des lanières adjacentes aux mares. L'analyse macrofossile a été effectuée sur les profils des mares Man_C2, Man_E5 de la tourbière Manic et Rom_D6 et Rom_B3 de la tourbière Romaine et les profils terrestres adjacents Man_C3 et Rom_F3. Les profils ont été analysés à 4 cm d'intervalle et à chaque niveau, 2 cm³ de tourbe ont été sous échantillonnés à l'aide d'un emporte-pièce cylindrique (Amesbury *et al.*, 2011). Afin de dissoudre les acides humiques et fulviques, les sous-échantillons ont été chauffés dans une solution de KOH dilué à 5 % puis rincés délicatement à l'eau distillée à travers un tamis de 125 µm (Mauquoy *et al.*, 2010). La fraction restante a ensuite été placée dans un plat de pétri et analysée à l'aide d'une loupe binoculaire *Leica Wild M3Z* à grossissement 16 x. Les sphaignes (tiges, feuilles et rameaux), les mousses

brunes (tiges, feuilles et rameaux), les fragments ligneux (bois, racines, radicelle et feuilles), les fragments herbacés (tissus, radicelles et graines), la matière organique décomposée non identifiable (UOM) et les indicateurs aquatiques (cladocère, chironomides et scléréides de Nymphaeaceae) ont été dénombrés et exprimés en abondance relative par rapport à la surface du plat de pétri. Les aiguilles de *Picea mariana* et de *Larix laricina*, les charbons, les graines d'*Andromeda glaucophylla* Link et de *Chamaedaphne calyculata* ainsi que les sclérotés de champignons mycorhiziens (*Cenococcum graniforme*) ont été dénombrés. L'identification des macrorestes végétaux a été réalisée à partir des ouvrages de Lévesque *et al.* (1988), Garneau (1998), et Mauquoy et van Geel (2007), ainsi qu'à partir de la collection de référence du laboratoire de Paléoécologie continentale du GEOTOP à l'UQAM.

Au total, 20 feuilles caulinaires et raméales de sphaignes ont été prélevées aléatoirement dans chaque sous-échantillon des profils de mares et colorées au Crystal violet ($C_{25}H_{30}ClN_3$). L'organisation des cellules hyalines et chlorophylliennes des feuilles, placées entre lames et lamelles, a été analysée à l'aide d'un microscope *Leitz Diaplan* à grossissement 400x afin d'en distinguer la section. Ces résultats ont été exprimés en pourcentage de l'abondance relative du total des sphaignes. Les diagrammes macrofossiles ont été réalisés à l'aide du logiciel C2 (Juggins, 2003) en fonction de six catégories : *Sphagnum*, mousses brunes, fragments ligneux, fragments herbacés, indicateurs aquatiques (carapaces de cladocère, capsules de larves de chironomides et scléréides de Nymphaeaceae) et de matière organique non identifiable (UOM). Les zones des diagrammes macrofossiles ont été déterminées visuellement en fonction des changements majeurs des assemblages de végétation et par la présence ou absence des taxons aquatiques. La profondeur des sédiments de fond de mare, incluse dans les diagrammes macrofossiles, a été mesurée directement sur le terrain et correspond aux sédiments non consolidés contenus à la base de la colonne d'eau.

3.8.4 Analyse des thécamoebiens

Afin de reconstituer les variations hydrologiques, l'analyse des tests de thécamoebiens a été effectuée sur les profils de tourbe consolidés sous les mares des deux régions. Les reconstitutions des nappes phréatiques sous les mares de la tourbière Manic ont été effectuées au même niveau que les indicateurs aquatiques identifiés à partir de l'analyse macrofossile. À

la tourbière Romaine, les reconstructions des nappes phréatiques ont uniquement été effectuées sur les parties de tourbe consolidée sous les mares.

Les tests des thécamoebiens ont été extraits selon le protocole de Hendon et Charman (1997) et Charman *et al.* (2000). Les profils analysés ont été sous-échantillonnés à intervalle de 4 cm et 2 cm³ ont été utilisés pour la préparation en laboratoire. Chaque sous-échantillon a été légèrement bouilli pendant 10 minutes puis tamisé une première fois dans un tamis de 212 µm et une deuxième fois dans un « nitex » de 15 µm. La fraction restante a été mélangée avec de l'eau glycinée (30 %) et centrifugée dans une éprouvette de 15 ml à 3000 tours par minute. Les échantillons ont ensuite été placés entre lame et lamelle pour leur identification à l'aide d'un microscope à magnification 400x. L'identification des espèces de thécamoebiens est entièrement basée sur les travaux de Charman *et al.* (2000) et dans chaque échantillon, 100 individus ont été dénombrés (Payne et Mitchell, 2009). Les carapaces de *Habrotricha angusticollis* ont aussi été dénombrées, mais n'ont pas été incluses dans la base de données de la fonction de transfert servant aux reconstitutions des nappes phréatiques (Lamarre *et al.*, 2013). La fonction de transfert développée par Lamarre *et al.* (2013) a été utilisée pour les reconstructions de hauteur des nappes phréatiques et les résultats ajoutés aux diagrammes de l'analyse macrofossile.

3.8.5 Datations au radiocarbone

Les datations au radiocarbone ont été effectuées sur 24 échantillons. Les dates obtenues ont permis d'établir une chronologie de l'accumulation des sédiments tourbeux sous les mares et les parties terrestres adjacentes. Les échantillons ont été soumis au laboratoire Keck Carbon Cycle AMS Facility (Université Irvine, Californie). Le matériel soumis à cette analyse a d'abord nécessité un tamisage à 212 µm, un rinçage à l'eau distillée ainsi qu'une sélection des pièces macrofossiles. Lorsque possible, seules les tiges de sphaignes étaient utilisées pour la datation, mais certains niveaux ont nécessité l'ajout d'autres pièces végétales telles que les feuilles d'éricacées, les aiguilles de conifères et les graines d'herbacées ou d'éricacées afin d'obtenir le poids sec minimalement requis de 2 mg.

Les dates obtenues en âge BP (*Before Present*) ont été calibrées en années calendaires avec le logiciel Calib 6.0 (Stuiver *et al.*, 2005) en utilisant la courbe de calibration IntCal09. Les dates retenues pour l'étude correspondent à l'âge médian des 2 sigma (σ) le plus élevé.

3.9 Traitement des données

3.9.1 Traitement des données géoradar

Les données géoradar ont subi quelques traitements pour améliorer le ratio signal/bruit afin d'obtenir une représentation adéquate des conditions sous la surface (Cassidy, 2009 ; Davis et Annan, 1989). Les traitements ont été appliqués pour extraire l'information afin de reconstituer les profils morphologiques de la surface minérale sous la tourbe. L'application des traitements a été réalisée à l'aide du logiciel ReflexW version 5.0 (Sandmeier, 2008). Plusieurs séries de traitements ont été effectuées sur les données recueillies dans le but de cerner une séquence optimale permettant de faire ressortir les réflecteurs sous les sédiments tourbeux des mares et des parties terrestres adjacentes.

L'onde aérienne de l'ensemble des profils géoradar a été éliminée avec l'outil « *move start-time* ». Les bruits de basse fréquence des profils de la tourbière Manic ont été éliminés par l'outil « *dewow* » (13 ns) tandis que ceux de la tourbière Romaine ont été effectués avec une fenêtre spectrale de 12,5 ns. L'utilisation du « *dewow* », une étape essentielle dans le traitement des données a permis de repositionner l'amplitude des signaux en éliminant les biais du courant continu (*DC bias*) (Annexe A) (Cassidy, 2009). Le filtre « *bandpass butterworth* » a été appliqué sur chacun des profils. Les fréquences supérieures et inférieures du filtre ont été réglées de 10-225 MHz pour la tourbière Manic et de 20-250 MHz pour la tourbière Romaine.

Pour rehausser les signaux les plus faibles, un gain « *automatic gain control* » (AGC) normalisé d'une fenêtre spectrale de 100 ns et 35 ns a été appliqué respectivement sur les profils des deux tourbières. Les bruits de fond ont été supprimés par l'application du filtre « *background removal* » (Cassidy, 2009). L'application de ce filtre représente une étape essentielle dans la séquence de traitements des données des environnements à forte

dissipation des signaux comme les tourbières (Cassidy, 2009). L'emploi de la migration a aussi été effectué sur l'ensemble des profils. Le type de migration utilisée a été la « *fk migration* » (Stolt, 1978). Les vitesses moyennes obtenues par la technique de « profondeurs aux réflecteurs » (*depth-to-target*) (Annexe B) de chacun des sites ont été utilisées pour appliquer la migration sur l'ensemble des profils. Un facteur d'exagération « *scaling factor* » de 20 sur 300 ns a été appliqué aux profils de la tourbière Manic tandis qu'un facteur de 15 sur 200 ns a été appliqué sur ceux de la tourbière Romaine. Enfin, une correction topographique de surface a été apportée à l'ensemble des profils.

3.9.2 Vitesse

Les techniques du point milieu commun (CMP ou *Common mid-point*) et profondeurs au réflecteur (*depth-to-target*) ont été utilisées pour estimer la vitesse moyenne des sédiments tourbeux à l'intérieur de chaque quadrat. Uniquement la technique « *depth-to-target* » a été retenue pour l'estimation de la vitesse du substrat tourbeux. Cette technique consiste à estimer la vitesse moyenne à partir d'une corrélation entre les mesures d'épaisseur de tourbe effectuées d'une part, par des sondages manuels (m) et d'autre part, par des sondages avec le géoradar (*twtt*) (Neal, 2004 ; Rosa *et al.*, 2009). La vitesse moyenne des deux sites a été calculée à partir de l'équation [2] en utilisant les données de mesure d'épaisseur de tourbe (Section 3.5)

$$v = \frac{2\sqrt{(0,5^2 + \epsilon^2)}}{twtt} \quad \text{équation [2]}$$

où 0,5 représente l'écartement entre les antennes, ϵ représente l'épaisseur des mesures manuelles et *twtt* est le temps aller-retour des ondes entre les deux antennes obtenu à l'aide du géoradar.

CHAPITRE IV

ARTICLE : MID-HOLOCENE POOL DEVELOPMENT IN MARITIME OMBROTROPHIC PEATLANDS ALONG THE ESTUARY AND GULF OF ST. LAWRENCE, EASTERN CANADA (QUEBEC)

Ce chapitre a été rédigé par Antoine Thibault sous la forme d'un article scientifique qui a été soumis à la revue *Review of Paleobotany and Palynology* le 20 mars 2014 (manuscrit # PALBO3019). Les informations relatives à cet article sont d'abord présentées (Titre, auteurs, résumé en anglais).

Titre : Mid-Holocene pool development in maritime ombrotrophic peatlands along the estuary and Gulf of St. Lawrence, eastern Canada (Quebec).

Auteurs : Antoine Thibault, Michelle Garneau et Gabriel Magnan

Résumé : This study focuses on pool development of maritime ombrotrophic peatlands (bogs) from two distinct ecoregions along the St. Lawrence North Shore (Québec, Canada). In each region, one peatland was selected and ground penetrating radar (GPR) was used to highlight basal mineral topography underneath pools and adjacent vegetated surfaces. Plant macrofossil and testate amoebae analyses were conducted on peat cores from sediment underneath pools and within adjacent microforms to reconstruct vegetation successions and paleohydrological conditions prior to pool formation. GPR basal reflectors show distinct peat basin morphology in each site but it was not possible to link pool development to any specific geomorphic or topographic conditions. Peat thickness and pool depths are greater at Manic bog (Baie-Comeau) than in Romaine bog (Havre-Saint-Pierre). In Manic bog, cores collected underneath the pools show a gradual slowdown in peat accumulation ($1.0\text{-}0.3\text{ mm yr}^{-1}$) compared to the adjacent microforms ($0.4\text{-}1.4\text{ mm yr}^{-1}$). In contrast, peat accumulation in Romaine bog decreased over time both underneath pools and adjacent microforms (pool cores: $0.7\text{-}0.4\text{ mm yr}^{-1}$ and peat core: $0.9\text{-}0.5\text{ mm yr}^{-1}$). Peat initiation was synchronous in

both regions and pools developed as secondary features following peatland development. In each region, differences in microtopography following the transition to ombrotrophy have influenced vegetation and peat accumulation responses to hydrological changes. In Manic bog, pools have formed following a rise in surface wetness during the Late-Holocene (*c.* 2000 cal BP) while in Romaine bog these microforms developed earlier (*c.* 4000-2500 cal BP) under waterlogged conditions influenced by surface microtopography and long-term slowdown in peat accumulation. We hypothesize that under wet and cold conditions, lower peat accumulation influenced the wettest microforms to shift into permanent pools. Microforms responses to changing surface wetness conditions illustrate the complexity of processes involved in pool initiation.

4.1 Introduction

Peatlands are widespread in boreal and subarctic regions of the Northern Hemisphere. Over the Holocene, these ecosystems have stored considerable amount of organic carbon (C) estimated at ~436 Gt C (Loisel et al., 2014). Carbon sequestration processes in peatlands strongly depends on the water table position relative to the surface (Belyea and Malmer, 2004). Northern peatlands are characterised by an alternation of morphological surface features such as hummocks, hollows, lawns and pools which are associated with distinct water table position (Charman, 2002). At the continental scale, peatlands surface patterns show important changes following latitudinal and continental-maritime climatic gradients (Damman, 1979). In eastern Canada, along the North Shore between the Estuary and the Gulf of St. Lawrence, the disappearance of closed forest cover and the concomitant rise of pool patterns on ombrotrophic peatlands (bogs) are the most important change in surface landforms (Glaser and Janssens, 1986). Pool proportion at the bog surface toward the east may play an important role in climate feedbacks mechanism through its effects on global C cycle. Pool formation and expansion over peatland surface may contribute to major ecological changes (Charman, 2001) and increase in greenhouse gases emission such as methane (Cliche Trudeau et al., 2013). A better understanding of the factors controlling pool formation in maritime boreal peatlands may help to evaluate the role of these microforms in the global C budget.

Over the last decades, many hypotheses have been put forward to explain pool formation in northern peatlands including topographic, biotic or climatic factors. Foster and King (1984) have shown that peatland pool patterns depend on water movement and surface topography while Comas et al., (2004, 2011) have linked peatland pool patterning with underlying mineral topography. Belyea and Lancaster (2002) have suggested that pool size and pattern vary with local hydrologic and topographic conditions whereas other studies suggest that their initiation can occur rapidly even with weak climate forcing (Belyea, 2007; Belyea and Malmer, 2004). It has also been suggested that microform differentiation enhance microtopography through time by differential peat accumulation driven by changes in peat-

forming vegetation and water table depths (Boatman and Tomlinson, 1973, 1977; Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1983; Tallis and Livett, 1994). This may lead to the formation of water-filled depressions promoting pool expansion through active peat decomposition (Foster and King, 1984). Once initiated, pool expansion amplifies initial difference in peat accumulation, hence increasing their proportion unless a catastrophic drainage occurs (Belyea, 2007; Foster and Fritz, 1987; Foster et al., 1988; Karofeld, 2004). At a regional scale, Foster and Wright (1990) concluded that pools originate from internal peatland dynamics (autogenic factors) due to the absence of apparent synchronicity between sites supporting a climatic influence.

The origin of pool in northern ombrotrophic peatlands (bogs) remains highly debated. Very few studies have investigated the topographic, biotic and climatic factors affecting the development of pools. Many studies suggest that pool formation is primarily controlled by autogenic, edaphic and topographic factors rather than external climatic influences (allogenic factors). However, there is no consensus to explain pool formation and to confirm whether their initiation is primarily associated with autogenic or allogenic factors (Charman, 2002; Foster and Wright, 1990; Karofeld, 1998; Payette and Rochefort, 2001). Moreover little is actually known about the pool formation processes of the maritime ombrotrophic peatlands of the St. Lawrence North Shore in eastern Canada. In the absence of a general consensus to explain pool formation we proposed a multi-proxy investigation considering the main hypothesis of pool formation. Our approach which includes topographic, biotic and paleohydrologic factors represents an original avenue to evaluate the factors involved in pool formation of maritime peatlands.

The main objective of this research is to explore the factors involved in pool inception and development of the maritime bogs between two distinct ecoclimatic regions along the St. Lawrence Estuary and the Gulf of St. Lawrence. More specifically, we have considered the main pool formation hypotheses described in the literature by: 1) characterizing the mineral basin topography, 2) comparing peat stratigraphy underneath pools with adjacent peat profiles from terrestrial sites and 3) reconstructing the paleoecological and paleohydrological

conditions that have preceded pool formation. The gradual change in bog morphology between St. Lawrence Estuary (Baie-Comeau) and the Gulf of St. Lawrence (Havre-Saint-Pierre) suggests potential allogenic influences. We hypothesize that in the studied peatlands, pools have developed in response to a wetter and cooler climate period that prevailed during the mid-Holocene and recorded in the maritime regions of eastern Canada (Robichaud and Bégin, 2009).

4.2 Study area

One bog was selected from the Baie-Comeau region (Manic) and one from the Havre-Saint-Pierre region (Romaine) in eastern Québec, Canada (Figure 4.1a). These two peatlands developed over post-glacial deltas that formed at the contact with the Goldthwait Sea after ~9000 yr BP (Bernatchez, 2003). Manic peatland developed on the Manicouagan delta approximately 20 km west of Baie-Comeau. Romaine peatland developed over the La Romaine delta in the vicinity of Havre-Saint-Pierre. The present-day pool patterning clearly differs between the two regions (Figure 4.1b-c).

The increased oceanic and subarctic conditions towards the Gulf of St. Lawrence coincide with a change in bog pool morphology, a decrease in peat deposit thickness and lower C accumulation rates (Magnan and Garneau, 2014; Magnan et al., 2014). The length of the growing season decreases eastward with growing degree-days above 0 °C ranging from ~1925 in Baie-Comeau to ~1779 in Havre-Saint-Pierre (Hutchinson et al., 2009). Summer temperatures and winter precipitations also differ between the two regions. The average temperature of the three warmest months (June, July, August) is 14 °C in Baie-Comeau and 12.9 °C in Havre-Saint-Pierre (Hutchinson et al., 2009). Mean precipitations for the three coldest months (December, January, February) are ~276 mm at Baie-Comeau and ~200 mm in Havre-Saint-Pierre (Gérardin and McKenney, 2001).

4.2.1 Manic peatland (Baie-Comeau)

Manic peatland (MAN) (49°07'17"N, 68°17'56"W; elev. 20-22 m.a.s.l.) is a domed bog with scattered medium-sized pools (~70 m²) (Figure 4.1b). These pools have smoothed vegetated margins without signs of erosion. Most pools are deep (~2 m), circular to elongate and their surface areas range from 2.30 m² to 1162 m². The bog surface vegetation is predominantly composed of *Sphagnum* spp. along with ericaceous shrubs such as *Chamaedaphne calyculata* (L.) D. Don, *Rhododendron groenlandicum* (Oeder) Kron & Judd and *Kalmia angustifolia* (L.). Black spruce (*Picea mariana* (Mill.) BSP) and eastern larch (*Larix laricina* (Du Roi) Koch) trees are scattered over the entire peatland surface.

4.2.2 Romaine peatland (Havre-Saint-Pierre)

Romaine peatland (ROM) (50°17'52"N, 63°41'29"W; elev. 23-25 m.a.s.l.) is a flat plateau bog covered by large pools occupying approximately up to 50% of the total area (Figure 4.1c). Pool margins in Romaine bog are sharp with remnants of collapsed microforms in their aquatic compartment suggesting an active expansion and erosion by wind, waves and/or frost processes. Pools are mostly circular and shallow (~75 cm) and their area range from 6.70 m² to 5589 m². The plateau bog is largely treeless and covered by lichens (e.g. *Cladonia stellaris* (Opiz) Pouzar & Vězda, *Cladonia stygia* (Fr.) Ahti) except for small patches of *P. mariana*, *L. laricina* and sporadic presence of dwarf birches (*Betula nana* L.).

4.3 Material and methods

4.3.1 Field sampling

Following field surface characterization, one quadrat of 200 m² was determined for each site at a location that fairly represents the overall distribution and size of pools across the entire peatland. Each quadrat was subdivided into transects to form a grid over the selected pools (Figure 5.1d-e). Ground penetrating radar (GPR) was performed on all transects within each quadrat to characterize mineral underneath topography, peat thickness, pool shape and depth. Pools and adjacent peat microform representative of each quadrat were selected (Figure 4.1d-e).

Three peat cores were collected from each quadrat in both regions, two were taken underneath pools and one was retrieved from an adjacent lawn microform. To avoid confusion in the text, hereafter we use the term « pool core» to refer to the peat retrieved underneath the pools and «peat core» is used for cores collected from adjacent terrestrial lawn microforms. Unconsolidated pool bottom sediments were collected during the winter of 2011 with a *Kajak-Brinkhurst* (KB) corer (Brinkhurst et al., 1969; Glew, 1991) and a Livingstone piston corer (Livingstone, 1955) whereas the consolidated peat sections underneath the pools was retrieved with a Russian corer (5-cm diameter). During the summer of 2012, the upper one meter of terrestrial peat core was retrieved using a Box corer (8 x 8 x 100 cm) (Jeglum et al., 1991) and the deeper sections were collected using a modified Russian corer (7.5-cm diameter; Jowsey, 1966). In the field, all cores were wrapped into cellophane and aluminum foil, placed in PVC tubes for transportation to the laboratory and stored at 4 °C.

4.3.2 Geophysical survey and treatments (GPR, DGPS, LIDAR)

A PulseEKKO Pro GPR (Sensors & Software Inc.) system mounted with 200 MHz antennas was used during the winter of 2011 to collect field data. ReflexW software was chosen to process all GPR data (Sandmeier, 2008). Time zero correction, dewow, bandpass butterworth, automatic gain control (AGC gain) and background removal was applied to all profiles (Cassidy, 2009; Davis and Annan, 1989). Time-depth conversion was done using the depth-to-target technique to calculate mean peat velocity for each site (Rosa et al., 2009). Calculated mean velocity was used to apply *fk* migration on the appropriate GPR data (Stolt, 1978). Coordinates and elevations of the transects and pool edges (m.a.s.l.) were measured using a Differential Global Positioning System (DGPS) during the winter of 2011 and the summer of 2012. Elevation data from DGPS and LIDAR were used for topographic correction on the GPR profiles.

4.3.3 Laboratory analyses

Dry bulk density was measured at 1-cm interval on all peat cores (Chambers et al., 2010). Plant macrofossils were analyzed at 4-cm interval using a stereo microscope at 16x magnification. Fresh subsamples of peat (2 cm³) were gently boiled in a 5% KOH solution and rinsed with distilled water through a 125 µm sieve (Mauquoy et al., 2010). For the pool cores only, a total of 20 stem and branch leaves of *Sphagnum* have been randomly picked and sections were identified under an optical microscope at 400x magnification. Macrofossil remains were grouped into six peat types: *Sphagnum*, brown mosses, wood fragments, Cyperaceae remnants, aquatic taxa (Cladoceran shells, Chironomids head capsules and Nymphaeaceae sclereids) and unidentifiable organic matter (UOM). Peat types were quantified and expressed as relative abundance (%) using a gridded petri dish. Macrofossil zones were determined visually based on major changes in vegetation assemblages along with the presence/absence of aquatic taxa. The pool bottom zones correspond to the unconsolidated peat at the base of the water column. Macrofossil diagrams were constructed with the C2 software (Juggins, 2003).

Testate amoebae analysis was performed at 4-cm interval within the pool cores where ecological changes have been previously identified by macrofossil analyses. Samples were prepared following the protocol of Hendon and Charman (1997). Subsamples (2 cm³) were boiled gently in distilled water for 10 minutes and rinsed through a 212 µm sieve and residues were retained in a 15 µm Nitex screen. Samples were mounted on glass slides for identification under a microscope at 400x magnification. For each subsample, a minimum of 100 testate amoebae shells have been identified using the identification keys of Charman et al. (2000) and Booth and Sullivan (2007). Past water table depths (WTD) were inferred from testate amoebae assemblages using the transfer function for boreal and subarctic peatlands of the Québec province (Lamarre et al., 2013). A weighed average model was used for the WTD reconstruction and sample-specific error ranges were calculated with bootstrapping (1000 cycles). Negative reconstructed WTD values indicate water above the peat surface (submerged conditions).

Peat core chronologies were obtained by AMS radiocarbon (^{14}C) dating. A total of 22 samples of terrestrial plant remains were submitted to the Keck Carbon Cycle Laboratory (University of California, Irvine). When possible, *Sphagnum* stems were selected because they tend to yield the most reliable ^{14}C dates (Nilsson et al., 2001). Radiocarbon dates were calibrated using CALIB 6.0 software based on the INTCAL09 calibration curve and expressed as calibrated calendar years before present (cal. yr BP) (Reimer et al., 2009; Stuiver et al., 2010). All ages were rounded to the nearest decade. Age-depth models were constructed using CLAM «R package» (Blaauw, 2010) by applying linear interpolation between each dated level. The age-depth models of the pool cores were constructed between the basal peat and the consolidated layer under the pool bottom sediment. Age-depth models from the peat cores were developed for the entire peat profiles and the age of the peat surface was set at -60 yr BP (i.e. AD 2010: year of sampling). Age-depth models were used to calculate peat accumulation rate (PAR: mm yr^{-1}) on all cores. In an attempt to link periods of pool inception with holocene climate variations, we have also synthesized minimal ages of pool formation from previous studies in northern peatlands.

4.4 Results

4.4.1 Geophysical results

Estimated mean peat velocity was calculated to $0.0354 \pm 0.0024 \text{ m ns}^{-1}$ for Manic and to $0.0386 \pm 0.0022 \text{ m ns}^{-1}$ for Romaine bog using depth-to-target technique. Continuous GPR basal reflectors from Manic and Romaine bogs show distinct mineral bottom topography. The morphology of the mineral surface underneath the quadrat on the Manicouagan delta is relatively flat (Figure 4.2a) compared with the undulating topography in the quadrat of the La Romaine delta (Figure 4.2b). Manual probing measurements also corroborated the reconstructed depth of the mineral surface at both sites.

Peat deposits are much thicker in Manic bog (BC) than in Romaine bog (HSP). Based on the GPR data (Figure 4.2), total peat depth under the selected pools reached 280 cm for Man_C2 and 364 cm for Man_E5 while pool water depths were 189 cm and 135 cm for Man_C2 and Man_E5 respectively. Peat thickness from the terrestrial adjacent section

reached 493 cm (Man_C3). In Romaine bog, the low-resolution of the antennas frequencies (200 MHz) into shallower peat deposit did not allow us to detect the boundary between peat and pool bottom sediment although the general shape of pool mineral basin was visible on the GPR profiles. Peat depth from the terrestrial core section is 207 cm. Considering that pools have a mean depth of 75 cm, peat thickness underneath the pools probably averaged ± 100 cm. Pool basin shapes differs between the two regions but they seem rather uniform within each site. At Manic bog, pool basins are concave with well-defined smooth edges (Figure 4.2a) as opposed to Romaine bog where bottom morphology is more rectilinear with steep borders (Figure 4.2b).

4.4.2 Radiocarbon dating and age-depth models

Basal peat ages range from 6960 to 6840 cal BP at Manic bog and from 5680 to 5370 cal BP at Romaine Bog (Table 4.1). Age-depth models from pools in Manic bog (Man_C2, Man_E5) show a convex shape with a slowdown in peat accumulation rates already from ~ 5000 cal BP (Figure 4.3). Peat core Man_C3 shows a concave age-depth model with higher accumulation from 2000 cal BP to the present-day (1.8 mm yr^{-1}). In Romaine bog, age-depth models from pool cores (Rom_D6, Rom_B3) show constant peat accumulation between the oldest date (*c.* 5500 cal BP) and the pool bottom sediment. At Rom_F3 (peat core), PAR values were high from 5500 to 5000 cal BP (0.9 mm yr^{-1}), lowered between 5000 and 3000 cal BP (0.2 mm yr^{-1}) followed by an increase towards the surface (Figure 4.3).

4.4.3 Paleoecological and paleohydrological reconstructions

4.4.3.1 Pool core Man_C2

Peat initiation at Man_C2 is dated at 6900 cal BP (Figure 4.4). Basal peat consists of highly decomposed ligneous fragments with needles of *P. mariana* and *L. laricina* along with remnants of Cyperaceae (zone 1; 6900-6000 cal BP). Cladoceran shells, which are indicative of aquatic conditions, were also present during the early peatland stage. The disappearance of *P. mariana* and *L. laricina* around 6100 cal BP coincides with the establishment of *Sphagnum* (sect. *Acutifolia* and *Cuspidata*) along with *Chamaedaphne calyculata* on the site (zone 2; 6000-5000 cal BP). This period is also characterized by particularly high PAR

values (0.7 mm yr^{-1}). Around 5000 cal BP, PAR decreased to 0.3 mm yr^{-1} as the WTD significantly increased from 16 to -10 cm (zone 3; 5000-3250 cal BP). The aquatic proxies (Cladoceran shells, Chironomid head capsules and Nymphaeaceae sclereids) also became dominant along with the aquatic brown moss *Fontinalis* spp. which suggests initial hollow formation. Around 3250 cal BP (zone 4; 3250-2000 cal BP), water table levels and aquatic taxa declined while ligneous remnants with few seeds of *Andromeda* spp. were found in the fossil assemblages. Between the peat layer dated 2000 cal BP and the pool unconsolidated bottom sediment, vegetation consisted of *Sphagnum* mainly sect. *Sphagnum* and *Cuspidata* along with aquatic proxies (zone 5). A sudden increase of these indicators corresponds with stable and high WTD values ($>0 \text{ cm}$) before pool formation.

4.4.3.2 Pool core Man_E5

Peat inception in the pool core Man_E5 is dated at 6840 cal BP (Figure 4.5). Basal sediment consists of decomposed peat (high UOM %) containing Cyperaceae, few brown mosses, *P. mariana* and *L. laricina* needles along with *C. calyculata* (zone 1; 6840-6000 cal BP). High PAR values (1.0 mm yr^{-1}) characterize this basal zone. The installation of ombrotrophic conditions from c. 6100 cal BP is suggested by the establishment of *Sphagnum* sect. *Acutifolia* as the conifers declined (zone 2; 6500 to 5100 cal BP). Peat accumulation was much lower (0.4 mm yr^{-1}) from 5100 to 3350 cal BP with peat composed of some wood remnants, *Sphagnum* sect. *Acutifolia* and needles of *Picea mariana* (zone 3). Numerous charcoal fragments ($>125 \mu\text{m}$) were identified at ~4350 cal BP but do not coincide with any changes in peat-forming vegetation. During the early stage of zone 4 (3350-2000 cal BP), *Sphagnum* sect. *Acutifolia* decreased while Cyperaceae remnants increased. From 2000 cal BP, the inferred WTD values indicate waterlogged conditions (zone 5). This phase of high water table levels is synchronous with pool initiation at Man_C2.

4.4.3.3 Peat core Man_C3

In Man_C3 (peat core) peatland inception is dated at 6960 cal BP (Figure 4.6). Similarly to Man_E5 and Man_C2, the basal peat (zone 1; 6960-6000 cal BP) is composed of *Sphagnum* spp., Cyperaceae and *P. mariana* needles mixed with charcoal fragments. From 6000 to 4100 cal BP (zone 2), vegetation assemblages were dominated by *Sphagnum* spp.

along with Cyperaceae at some levels. Zone 3 (4100-3400 cal BP) is characterized by a high bulk density and decomposed peat matrix with many *Cenococcum* sclerotia. Zone 4 (3400-2000 cal BP) is composed of ligneous fragments, *L. laricina* needles, few seeds of *Andromeda* spp. and Cyperaceae remnants. The transition to zone 5 (2000-1300 cal BP) is characterized by an important increase in PAR (from 0.4 to 1.8 mm yr⁻¹) and low peat bulk density associated with high abundance in *Sphagnum*. Zone 6 (1300-650 cal BP) is mainly distinguished by a slowdown in peat accumulation, high UOM values ($\pm 60\%$) and the presence of many *Cenococcum* sclerotia in its upper section (c. 800 cal BP). After 650 cal BP (zone 7), *Sphagnum* re-established along with ericaceous shrubs (*C. calyculata* seeds) and brown mosses.

4.4.3.4 Pool core Rom_D6

On the La Romaine delta, basal peat in the pool core Rom_D6 is dated at 5370 cal BP (Figure 4.7). Basal peat consists of highly decomposed ligneous fragments with needles of *P. mariana* and *L. laricina* along with Cyperaceae and *Sphagnum* sect. *Acutifolia* (zone 1; 5370-4900 cal BP). Water table levels have gradually increased during zone 1. The transition from zone 1 to zone 2 (4900-4500 cal BP) is characterized by a decrease in peat accumulation rates (0.7 to 0.4 mm yr⁻¹) and decline in *Picea mariana* which was likely affected by the rise in water table level. The increase in *Sphagnum* sect. *Acutifolia* and the low abundance of wood remnants in this zone are associated with reconstructed near-surface water tables. After c. 4500 cal BP (zone 3), *Sphagnum* decreased while some ligneous remnants (*C. calyculata* and *L. laricina*) along with Cyperaceae became more abundant. During this period, WTD reached highest levels (wettest conditions) before pool formation. The pool unconsolidated bottom sediment contains high concentrations of Cladoceran shells, Nymphaeaceae sclereids and head capsules larvae of Chironomids.

4.4.3.5 Pool core Rom_B3

Peat from pool core Rom_B3 started to accumulate before 5680 cal BP (Figure 4.8). The basal sediment is composed of wood, brown mosses and Cyperaceae with *P. mariana* needles in some levels (zone 1; 5680-5500 cal BP). Peat accumulation rates increased from 0.35 to 0.45 mm yr⁻¹ around 5450 cal BP (zone 2; 5500 to c. 5200 cal BP) as *Sphagnum* sect.

Acutifolia and *Cuspidata* installed with wetter surface conditions (higher WTD) prior to pool formation.

4.4.3.6 Peat core Rom_F3

Peatland initiation in Rom_F3 peat core was dated at 5370 cal BP (Figure 5.9). Basal macrofossil remains comprise taxa indicative of wet and minerotrophic conditions but few *Picea* needles and charcoal particles were also found (zone 1; 5370-5000 cal BP). The transition to zone 2 (5000 and 3250 cal BP), dominated by *Sphagnum* spp. and brown mosses, show a decline in peat accumulation (0.9 to 0.2 mm yr⁻¹). From 3250 to 2200 cal BP (zone 3), brown mosses disappeared while ericaceous shrubs and woody fragments became more abundant. Between 2200 and 1400 cal BP, brown mosses recolonized the surface (zone 4). Macrofossil data show an alternation of *Sphagnum* spp., woody and Cyperaceae layers between 1400 and 250 cal BP (zone 5). Ligneous fragments with few *C. calyculata* seeds dominate the recent peat layers (zone 6; 250 cal BP to present-day).

4.5 Discussion

4.5.1 Pool age synthesis

Minimal pool ages formation recenssed from the literature (Table 4.2) were calibrated using Calib 6.0 (Reimer et al., 2009; Stuiver et al., 2010). Ombrotrophic northern peatlands show an important period of pool formation from 4500 to 2800 cal BP with many pool initiations from c. 3300 cal yr BP.

4.5.2 Peat inception period and topographic settings along the North shore of the St-Lawrence estuary and Gulf.

The studied peatlands have developed rapidly on deltaic sand after land emergence. Timing of peat inception within each site was similar and mainly influenced by Holocene sea-level retreat following postglacial rebound (Magnan et al., 2014). In Baie-Comeau, peat inception occurred from c. 6800 cal BP over a deltaic terrace probably located at the marine limit of the Laurentian transgression (Bernatchez, 2003). In Havre-Saint-Pierre, forest soil paludification started around c. 5500 cal BP (Figure 4.10) as Payette et al., (2013). The

undulating mineral surface revealed by GPR data likely corresponds to possible sandbars formed as the delta was emerging after the withdrawal of the Goldthwait Sea.

In the two regions, the underlying basal sediment topography do not reveal any specific edaphic context that could be responsible for pool formation as suggested by Comas et al., 2011. The mineral surface topography neither suggests pool inception and development by peat mass tearing processes or solifluction as suggested by Weller (1975). Moreover, pools organisation at the peatland surface does not seem to occur perpendicularly to slope orientation. The undisturbed peat deposit revealed by GPR profiles and the synchronicity of peat inception and development in each region support the idea that pools have formed as a secondary feature and without any response to particular geomorphic features or slope.

4.5.3 Microform differentiation and timing of pool formation

In both peatlands, macrofossil and testate amoeba assemblages suggest that pool formation was initiated from wet microforms (lawn or hollow) while adjacent terrestrial sections have been associated to former hummocks prior dryer microforms. In Baie-Comeau, the microforms prior to pools were respectively a hollow (Man_C2) and a lawn (Man_E5). During the same period, vegetation in adjacent peat core Man_C3 was mainly dominated by *Sphagnum* and other taxa characteristic of hummocks. In Romaine pool cores, data also suggest that wet microforms such as hollow or lawn have preceded pool formation. In this peatland, initial microforms have developed under waterlogged peat conditions influenced by reduced peat accumulation rate. In contrast with Seppälä and Koutaniemi (1985), our paleoecological reconstructions suggest that microform differentiation have developed rapidly after initiation of peat accumulation.

The increased abundance of aquatic proxies at Man_C2 between 5000 and 3200 cal BP coincides with a period of a rise in bog surface wetness as recorded in two nearby bogs (Baie and Lebel) on the Manicouagan delta (Magnan and Garneau, 2014). This wet period likely corresponded to the initial phase of shallow pool formation from a hollow (Man_C2) probably more sensitive than other microforms to environmental changes. The succession towards wetter conditions associated to a slowdown in PAR in the interpreted lawn (Man_E5)

was probably delayed or slower compared to the hollow microform. The response of the hummock (Man_C3) to this surface wetness increase was also probably slower due to the vegetation resilience (mainly *Sphagnum*) to the water table rise caused by lower hydraulic conductivity (Couwenberg, 2005). However, shallow pool development was interrupted between 3200 and 2000 cal BP in Man_C2 as suggested by the disappearance of aquatic proxies. This interruption corresponds with dry bog surface conditions reconstructed by Magnan and Garneau (2014). The permanent pool formation occurred at c. 2000 cal BP in Man_C2 and Man_C5 and have formed under wetter climatic conditions as confirmed by the increase of aquatic proxies. Inversely at the same time, the adjacent terrestrial core reconstructed as a hummock has registered a rise in peat accumulation probably due to *Sphagnum* resilience to water table rise. Unlike to hollows and lawns, hummock resilience to increased bog surface wetness may have been favourable for peat accumulation.

The reconstruction of pool formation period at Romaine bog is less precise due to a lower chronological control than for Manic bog. However, pool formation coincides with a period of water tables rise between c. 4200 and 2800 cal BP. This period was also recorded in Plaine bog located nearby (Magnan and Garneau, 2014) and seems to coincide to mid-to-late Holocene high bog surface wetness conditions also documented in eastern Newfoundland (Hughes et al., 2006). As observed in Manic bog, wet microform such as hollow and lawn in Rom_D6 and Rom_B3 were characterised by lower peat accumulation rate and gradually transformed into pools. The low PAR and near surface water table between c. 4800 and 3200 cal BP suggest a negative influence over peat productivity that could have favoured pool development in the wettest microforms. However, data from the terrestrial section also suggest that the Rom_F3 site corresponded to a hummock more resilient than the hollow and lawn to transition toward wetter/cooler climatic conditions.

The earlier pool development in the Havre-Saint-Pierre region compared to Baie-Comeau may be due more sensitivity to lower evapotranspiration associated with wetter and colder regional climate conditions. The bog may have been more sensitive to changing climate conditions due to its biogeographic position at the limit of ombrotrophic peatland

distribution (Glaser and Janssens, 1986). More, along the Gulf of St. Lawrence, the exposition of the treeless bog surfaces to wind blasting conditions may have also negatively influenced peat accumulation as suggested by Foster and Glaser (1986) in southeastern Labrador.

Our synthesis of documented pool age formations from northern peatlands shows an important period of pool inception from 4500 to 2800 cal BP over the northern hemisphere. In British bogs, pool formation was attributed to widespread climate change during the late-Holocene such as the Subboreal/Subatlantic transition (Barber, 1981; Boatman and Tomlinson, 1973). In northern Finland, pool pattern development was attributed to the Neoglacial cooling (~3000 yr BP) when peat bogs have recorded a general rise in water tables (Seppälä and Koutaniemi, 1985). In line with Korhola (1995), our data suggest that synchronous pool initiation recorded in a same region can be confidently attributed to an external climate forcing over these ecosystems.

Our study showed that before pool developed, an ecological and hydrological threshold associated with wetter microform type and low PAR has been reached. Vegetation of hollow and lawn microforms may have been more affected by lower peat accumulation and positive moisture balance that gradually transformed into permanent pools whereas hummock resilience to water table rise allowed them to maintain and avoid submergence.

4.6 Conclusion

This reconstruction of paleohydrology, peat stratigraphy and PAR showed that pools are secondary features in the peatlands along the St. Lawrence North Shore. Peatland microform response to changing environmental and climatic conditions confirms the complexity of processes involved in pool initiation. This research suggests that microforms such as hollows and lawns are less resilient than hummocks to changing environmental conditions while reaching thresholds and initiating evolution towards pools. Once hollows are formed, the return to active peat accumulation is unlikely (Belyea, 2007). In the pools of Manic bog, this threshold was reached during the Neoglacial period which was a period of minimal peat

accumulation in northeastern Canada (Garneau et al., 2014). Pool formation in Romaine (HSP) seems to have occurred earlier in the region. This is probably explained by its biogeographic limit at the boundary between closed to open boreal forest biome. The Havre Saint-Pierre region has been more sensitive than Baie-Comeau to climatic variations that influenced less peat growth and promoted more positive moisture balance. The synthesised data of pool age from boreal northern peatlands was used to compare our results with those in the literature and identify climatic period more favorable for pool formation. This study provides new insights into the sensitivity of the different microforms to hydroclimatic variations. The hydrological response of ombrotrophic peatlands to long-term climate changes would need further basin-scale studies to better understand the retroactive feedback on pool formation.

4.7 Acknowledgments

We would like to thank Alexandre Lamarre, Hans Asnong, Pierre-Luc Dallaire, Sabrina Longchamps and Julien Beaudet-Lancup for field and laboratory assistance and Dr. Robert Barnett for his review on an early version of the manuscript. We acknowledge the discussion group «Les Tourbeux» for their thoughtful comments, help, support and inspiration during the entire project. We also thank Hydro-Quebec (Geomatic division) to provided LIDAR data for the Havre-Saint-Pierre area. Thank to Hydro-Quebec and Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (RDCPJ-365867-08) for funding this research through the DECLIQUE Chair (www.declique.uqam.ca).

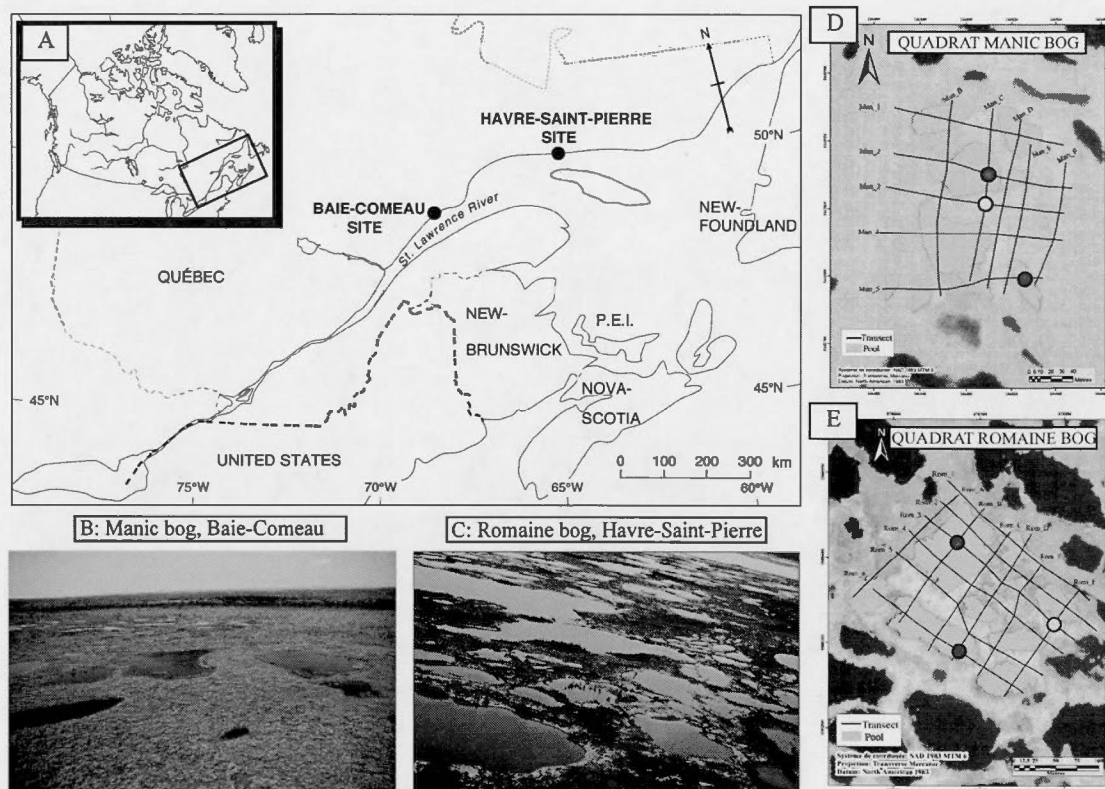


Figure 4.1 (A) Map showing the studied region in eastern Canada and location of the studied peatlands along the North shore (eastern Quebec). Aerial view of pool morphology at the surface of Manic bog (B) and Romaine bog (C). Transects for GPR survey in Manic bog (D) and in Romaine bog (E). Selected pools for coring are represented by grey dots and adjacent cores are shown by dark dots (D-E)

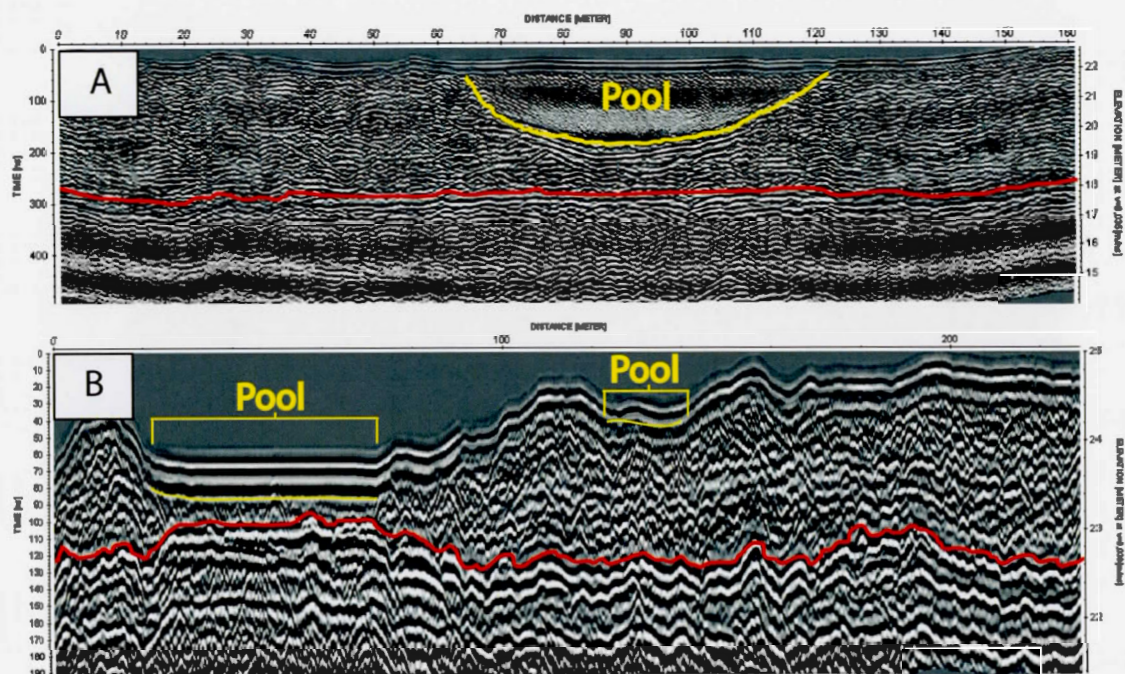


Figure 4.2 Processed ground-penetrating radar (GPR) profiles from bogs over A) Manicouagan delta (BC) and B) La Romaine delta (HSP). Red lines show sandy basal sediment topography and yellow lines represent pools basin morphology

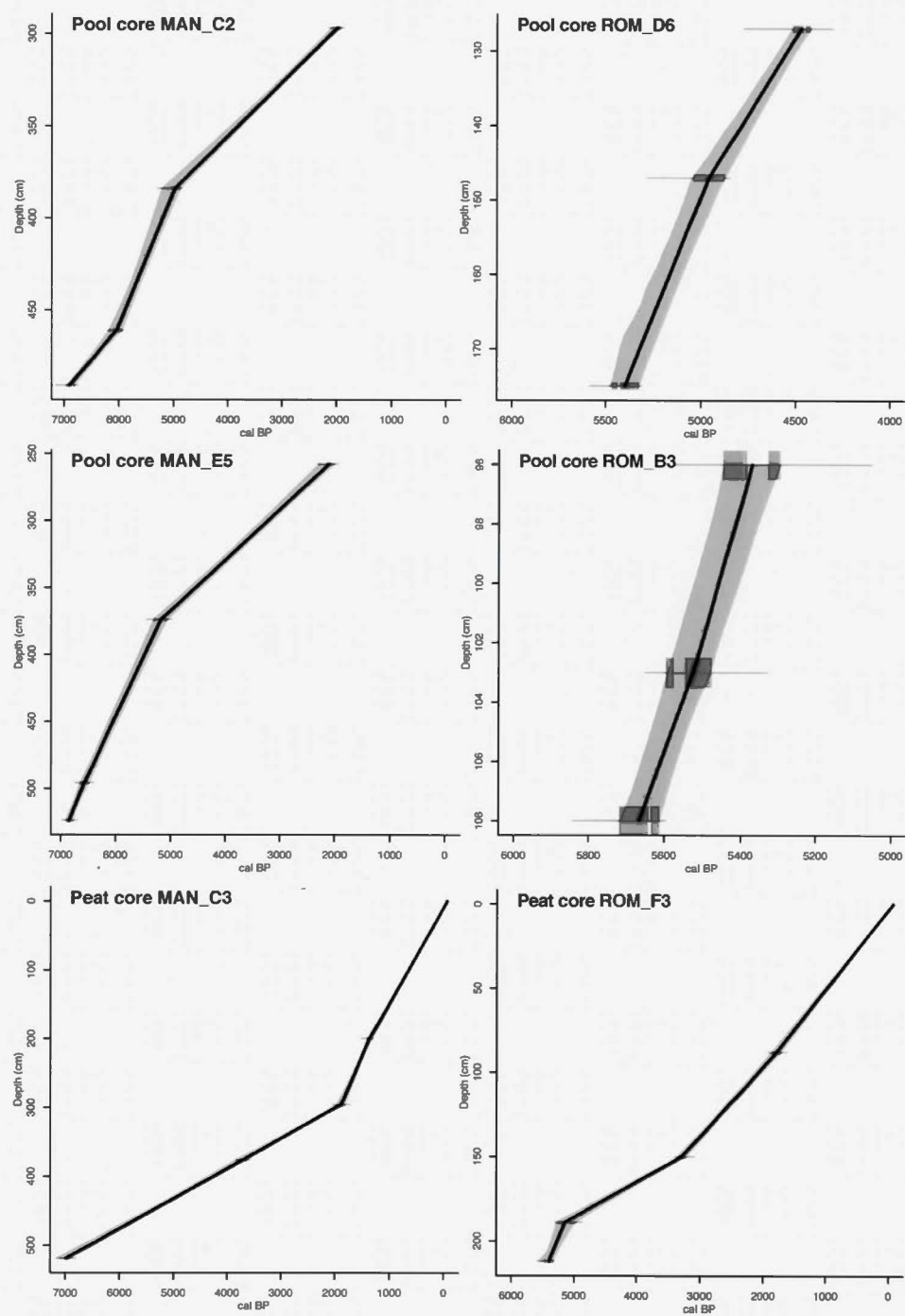


Figure 4.3 Age-depth models from pool and peat cores. Manic bog (left) and Romaine bog (right)

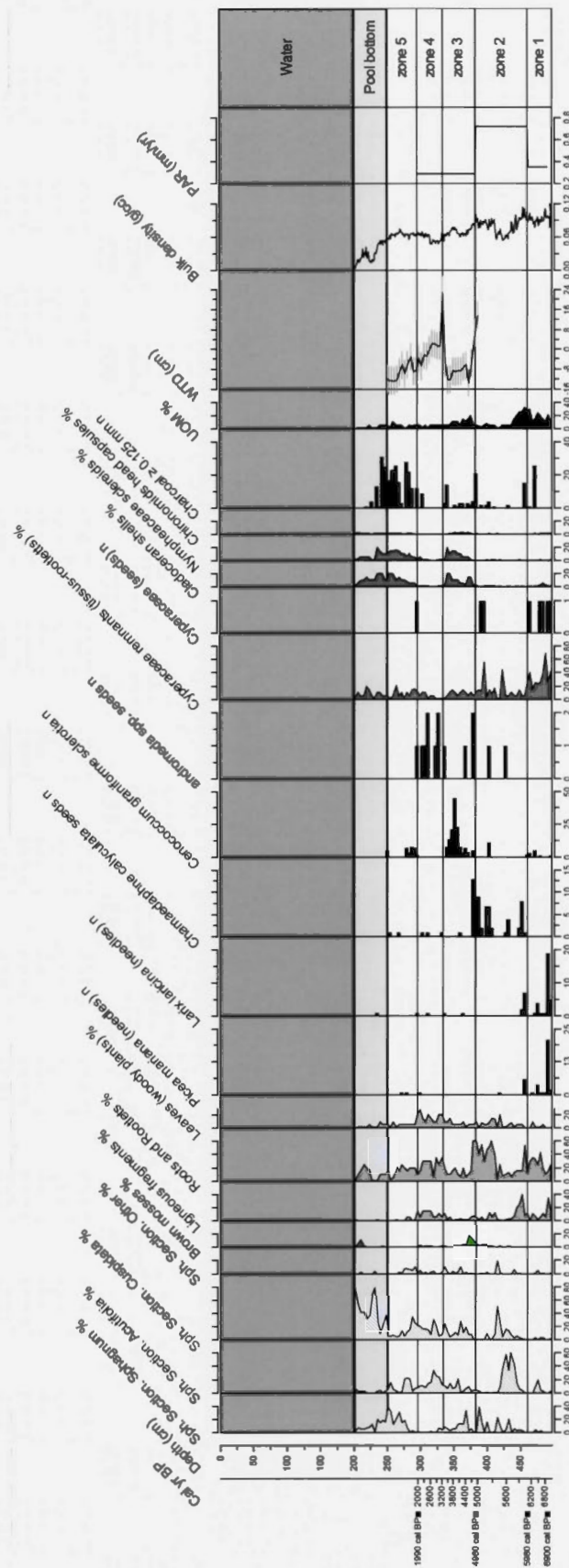


Figure 4.4 Plant macrofossils diagram of Manic bog pool core Man_C2 with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.

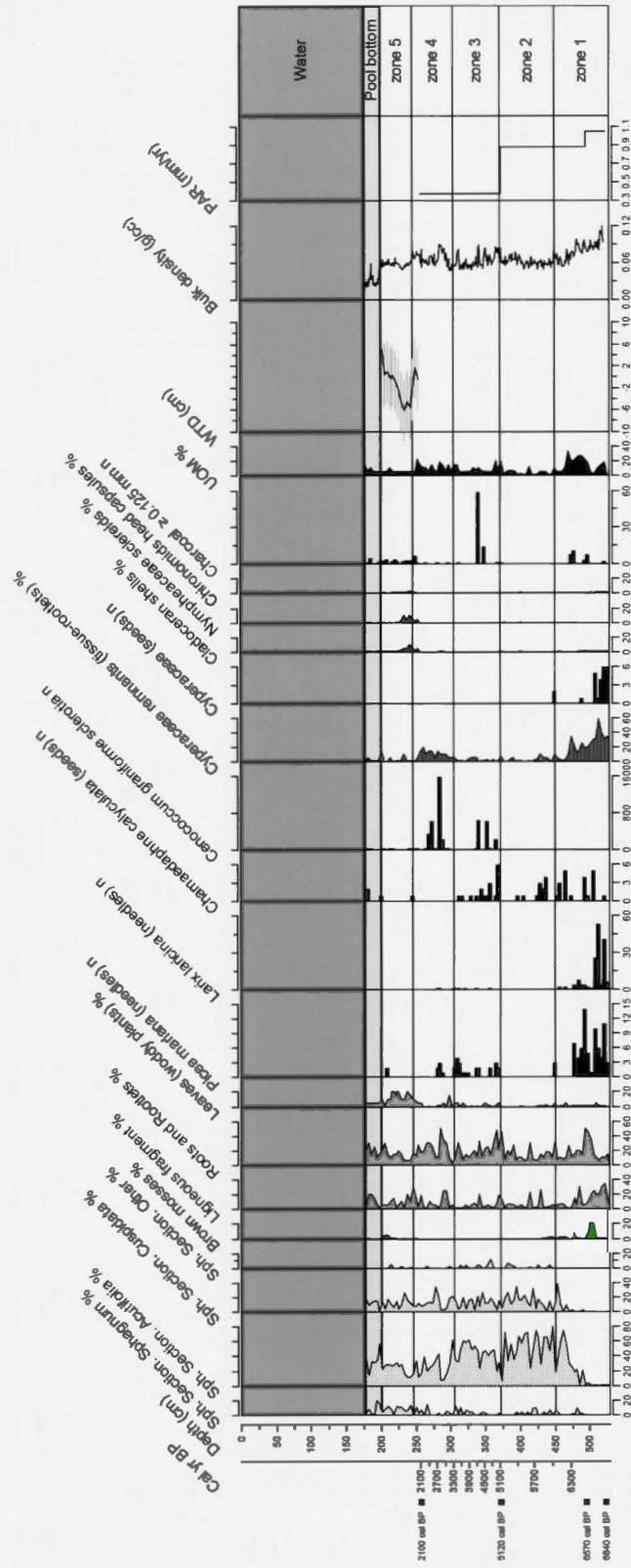


Figure 4.5 Plant macrofossils diagram of Manic bog pool core Man_E5 with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.

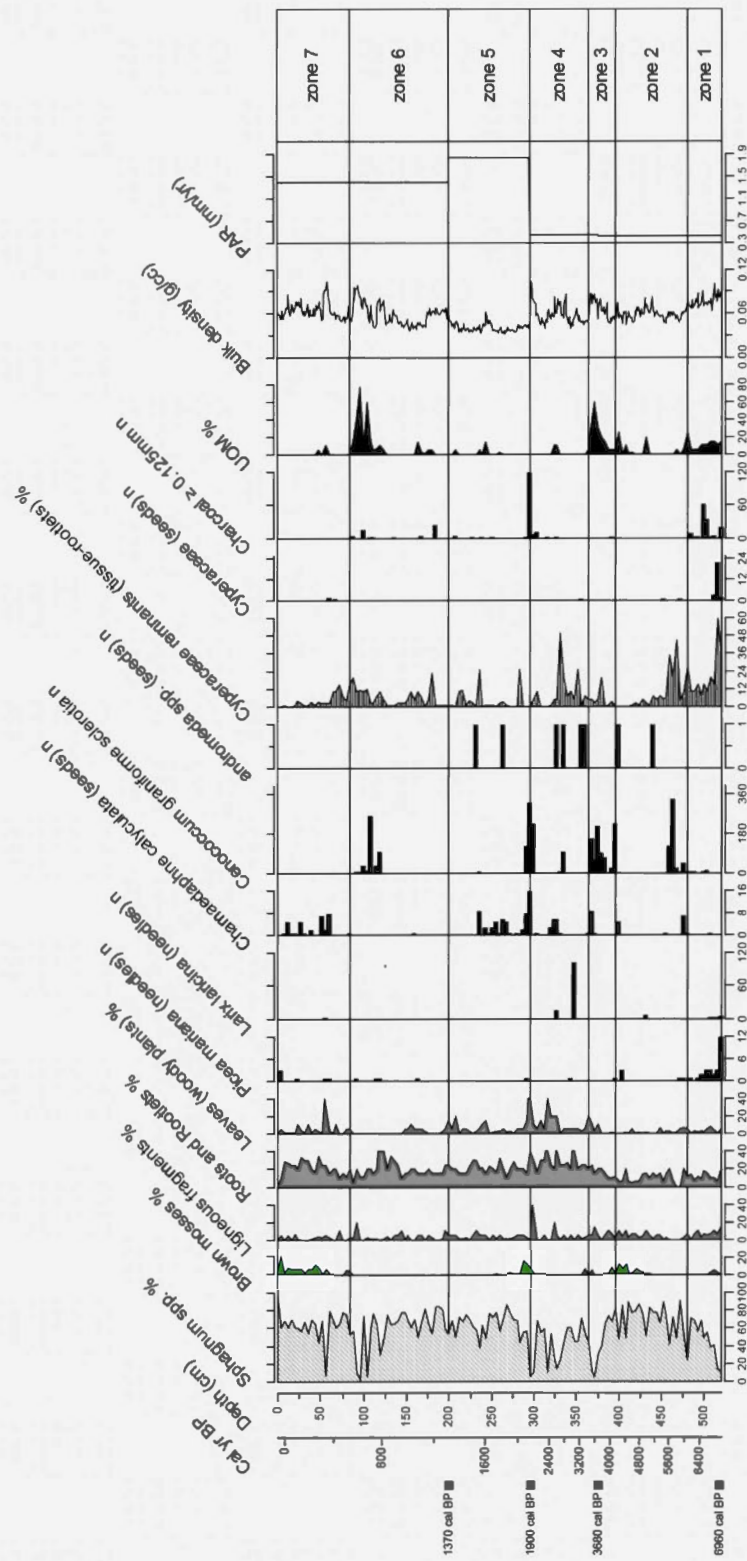


Figure 4.6 Plant macrofossils diagram of Manic peat core Man_C3 and PAR - Peat accumulation rates.

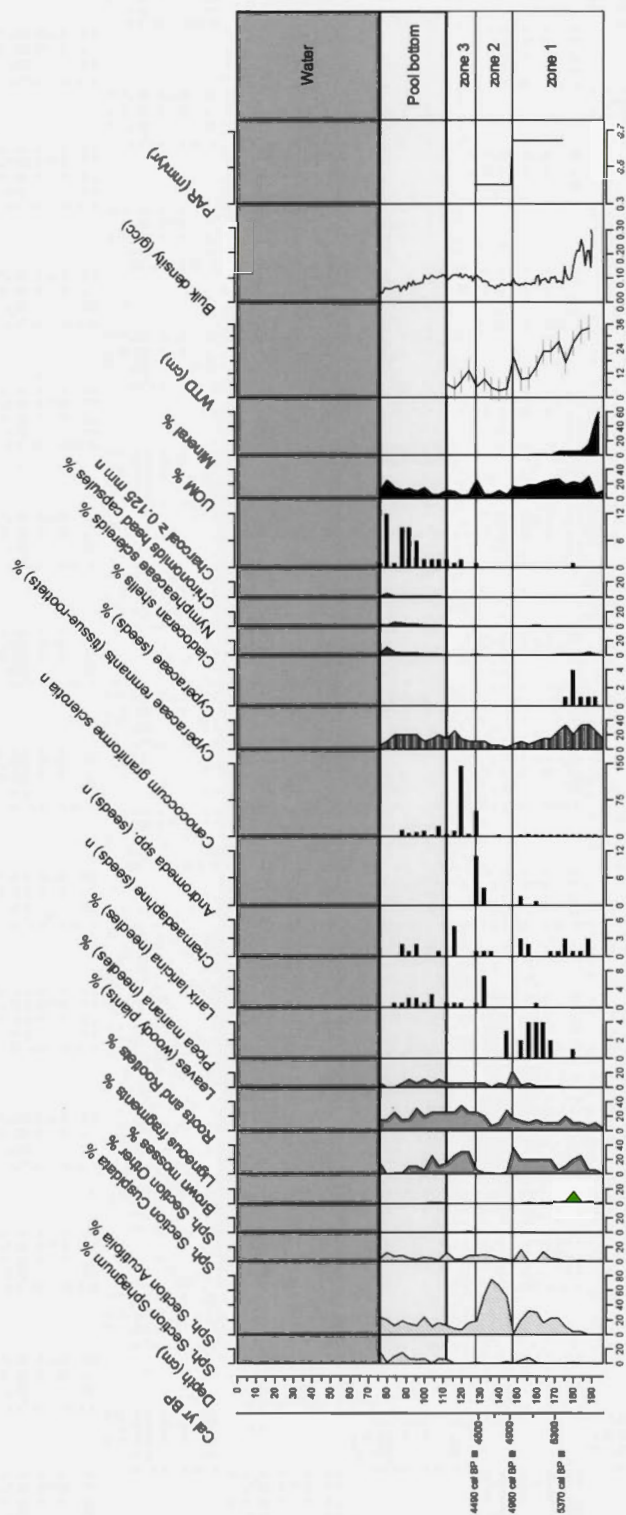


Figure 4.7 Plant macrofossils diagram of Romaine bog pool core (Rom_D6) with water table depth (WTD) records and PAR - Peat accumulation rates.

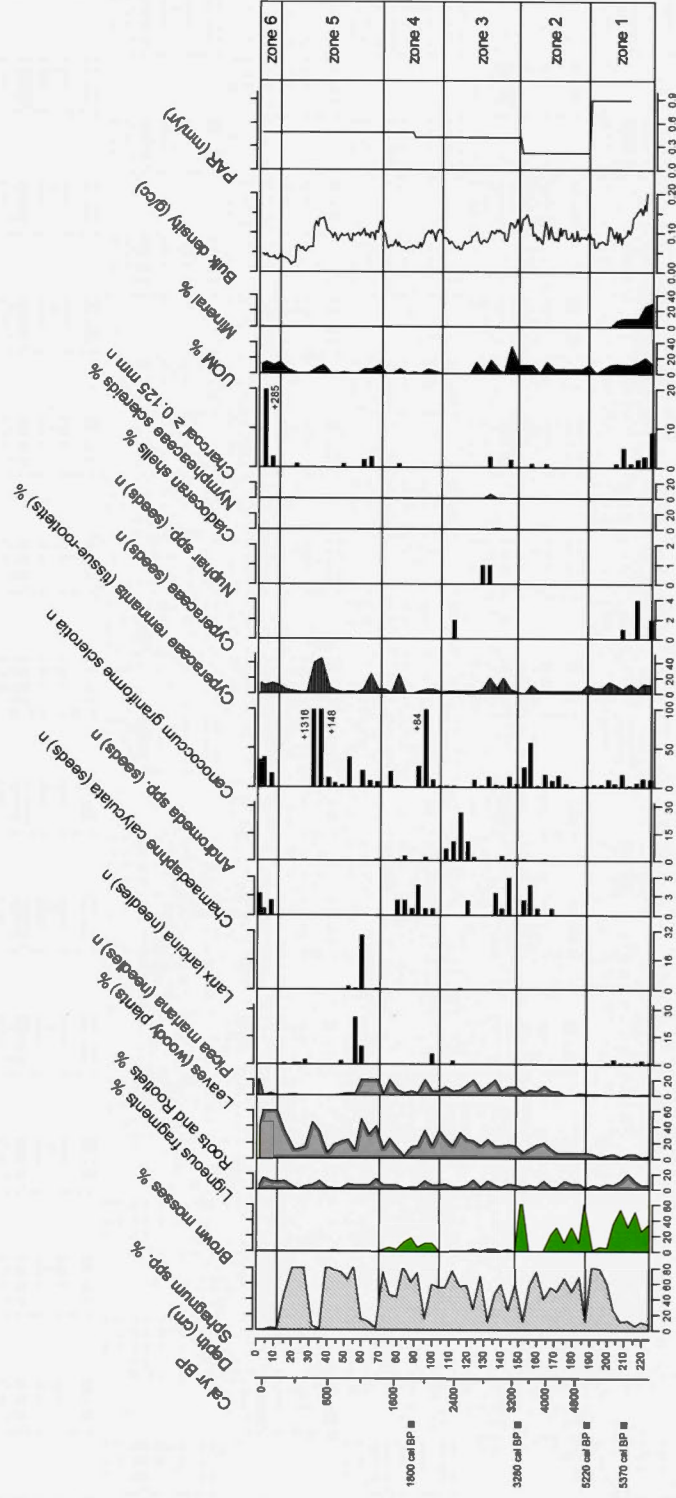


Figure 4.9 Plant macrofossils diagram of Romaine peat core (Rom_F3) and PAR – Peat accumulation rates.

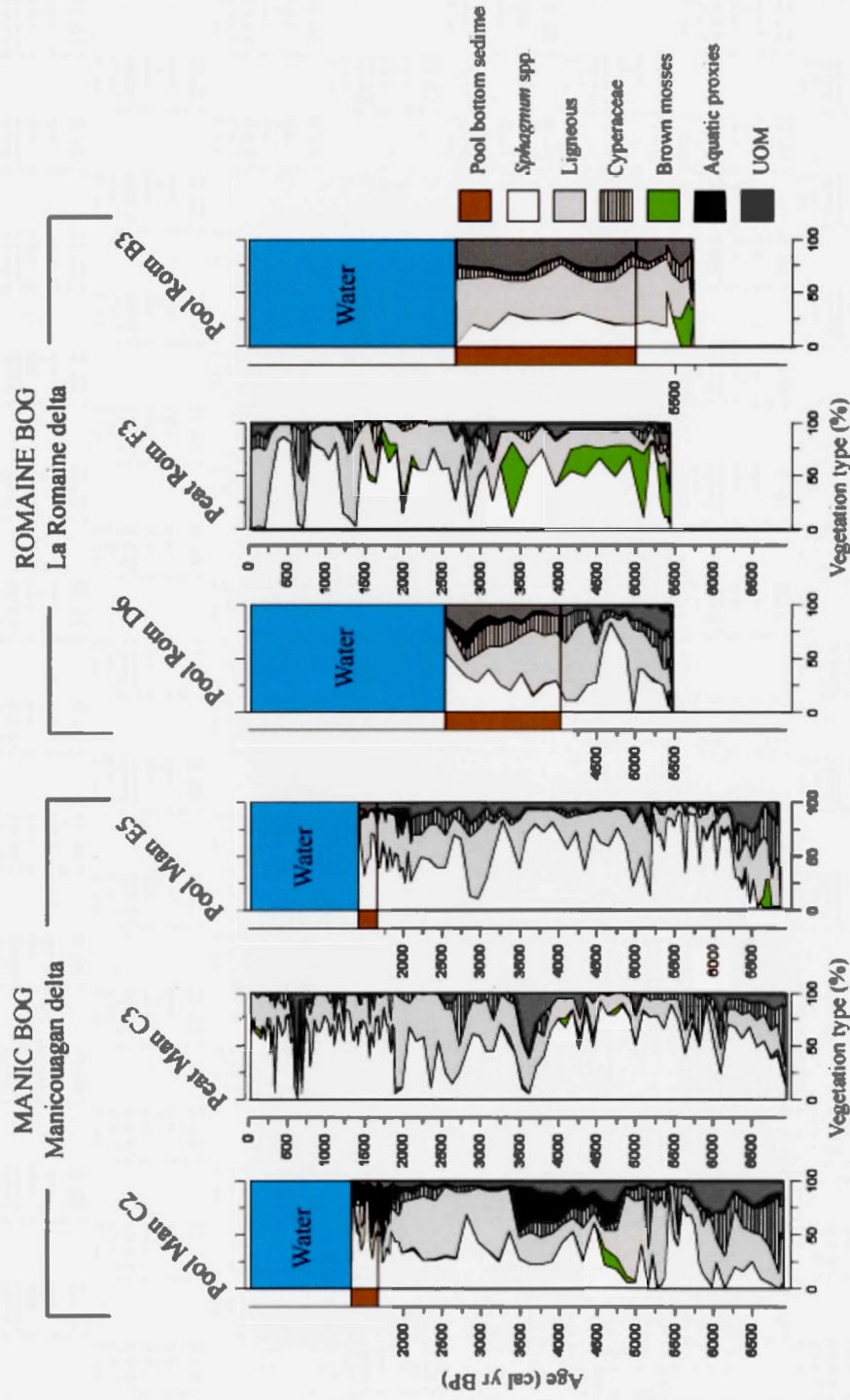


Figure 4.10 Plant macrofossil comparison from all peat cores showing main changes in vegetation types (%), aquatic proxies (%) and unidentified organic matter (UOM %)

Tableau 4.1 – Radiocarbon dates and selected ages inferred from CALIB 6.0, ^a Correspond to mid-point age of the 2σ ranges selected from the calibration results

Cores	Depth (cm)	Material	Lab. Number	¹⁴ C (yr BP)	2σ range (Cal. BP)	Calibrated (yr BP ^a)
Man_C2	297-298	Ericaceae leaves	UCIAMS-112394	2035±20	1927-2054	1990
	384-385	Ericaceae leaves	UCIAMS-112395	4405±25	4871-5045	4960
	461-462	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112396	5260±25	5934-6030	5980
	491-492	<i>Picea</i> leaves	UCIAMS-107363	6045±20	6842-6954	6900
Man_E5	258-259	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112397	2125±25	2035-2154	2100
	374-375	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112398	4535±25	5053-5189	5120
	496-497	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112399	5765±25	6494-6638	6570
	524-525	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-107362	6000±20	6780-6896	6840
Man_C3	200-201	<i>Sphagnum</i> (stems, branches, leaves)	UCIAMS-123613	1485±20	1326-1406	1370
	296-297	Ericaceae leaves	UCIAMS-123614	1945±25	1857-1948	1900
	376-377	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-123615	3440±20	3637-3727	3680
	519-520	<i>Picea</i> leaves, <i>Herbaceae</i> seeds	UCIAMS-107364	6105±20	6899-7017	6960
Rom_D6	127-128	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112402	4000±20	4462-4520	4490
	147-148	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112403	4400±25	4873-5041	4960
	175-176	<i>Sphagnum</i> stems, <i>Herbaceae</i> seeds, <i>Ericaceae</i> seed	UCIAMS-107368	4675±20	5320-5423	5370
Rom_B3	96-97	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112400	4605±25	5385-5447	5420
	103-104	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-112401	4805±25	5475-5544	5510
	108-110	<i>Sphagnum</i> stems, <i>Herbaceae</i> seeds	UCIAMS-107367	4945±15	5640-5718	5680
Rom_F3	88-89	<i>Sphagnum</i> (stems, branches, leaves)	UCIAMS-123616	1860±25	1724-1868	1800
	150-152	Ericaceae leaves	UCIAMS-123617	3055±20	3215-3343	3280
	189-190	<i>Sphagnum</i> stems	UCIAMS-123618	4460±20	5164-5279	5220
	212-214	<i>Sphagnum</i> stems, <i>Herbaceae</i> seeds, <i>Picea</i> leaves	UCIAMS-107366	4685±15	5323-5416	5370

Tableau 4.2 – Inventory of minimal pool age formation from published studies from northern peatlands, ^a Correspond to mid-point age of the 2 σ ranges selected from the calibration results

Authors	Cores	Depth (cm)	Material	Lab. number	¹⁴ C (yr BP)	2 σ range (Cal. BP)	Calibrated (yr BP ^a)
Comas et al., 2011	S2	220	Peat	Beta-246124	3640±50	3836–4090	3960
	S3	225	Peat	Beta-246125	3750±40	3984–4184	4090
	S4	238	Peat	Beta-246126	3710±40	3958–4155	4060
	S5	255	Peat	Beta-246127	3290±40	3442–3630	3540
	S6	255	Peat	Beta-246128	2450±40	2358–2551	2450
	S7	185	Peat	Beta-246129	3200±40	3349–3484	3420
	S8	235	Peat	Beta-246130	2720±40	2753–2883	2820
	S9	190	Peat	Beta-246131	3660±40	3874–4090	3980
	S10	175	Peat	Beta-246132	3690±40	3908–4101	4000
	S11	180	Peat	Beta-246133	2380±40	2335–2498	2420
	AeroM2	32–33	<i>Sphagnum</i>	Uciams-50196	3203±15	3384–3449	3420
Tremblay, 2010	AeroM4	19–21	<i>Sphagnum</i>	Uciams-57431	1600±15	1416–1474	1450
	OursM3	48–49	<i>Sphagnum</i>	Uciams-45792	3995±20	4463–4519	4490
	OursM4	55–56	<i>Sphagnum</i>	Uciams-45786	3830±20	4150–4296	4220
	12b	110–120	<i>Sphagnum</i>	Lu-2538	1940±50	1774–1995	1880
Foster and Wright, 1990 Foster et al., 1988b	13b	225–230	<i>Sphagnum</i>	Lu-2540	2390±50	2336–2544	2440
	14b	315–320	<i>Sphagnum</i>	Lu-2542	4200±60	4569–4858	4710
	15b	300–310	<i>Sphagnum</i>	Lu-2544	4010±60	4337–4646	4490
	19b	203–208	Peat	Lu-2826	2940±50	2951–3262	3100
Foster and Wright, 1990	20b	275–280	Peat	Lu-2828	3060±50	3142–3383	3260
	21b	255–260	Peat	Lu-2830	3030±50	3101–3360	3230
	22b	224–229	Peat	Lu-2832	2300±50	2285–2368	2330
	Trout	90	Wood	WIS-1526	3210±80	3262–3632	3450
Foster et al., 1988a	n/d	140–142	Peat detritus	WIS-1528	3430±70	3553–3864	3700
Foster and Fritz, 1987	2	220–225	n/d	Lu-2437	4680±60	5307–5489	5400
	Pool 2	200–205	Gytija	Lu-2428	1370±45	1229–1358	1290
	Pool 1	115–125	Peat detritus	Lu-2425	2920±50	2925–3220	3070
Seppälä and Koutaniemi, 1985	P1	94–102	Carex peat	Hel-1251	3120±130	2969–3631	3300
	2	15–19	n/d	WIS-1353	1210±70	1044–1280	1160
Foster and King, 1984	8	31–36	n/d	WIS-1404	410±70	308–537	420
	11	75–79	Sedge peat	WIS-1356	2900±70	2857–3256	3060

4.8 References

- Barber, K.E. 1981. *Peat stratigraphy and climatic change: a palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration*. Rotterdam, Netherlands: A.A. Balkema, 219 p.
- Belyea, L.R. 2007. «Climatic and topographic limits to the abundance of bogs pools». *Hydrological Processes*, vol. 21, p. 675-687.
- Belyea, L.R., and J. Lancaster. 2002. «Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns». *Journal of Ecology*, vol. 90, no 2, p. 223-234.
- Belyea, L.R., and N. Malmer. 2004. «Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change». *Global Change Biology*, vol. 10, no 7, p. 1043-1052.
- Bernatchez, P., 2003. Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-outardes : synthèse, processus, causes et perspectives. PhD thesis Université Laval, Québec.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512-518.
- Boatman, D.J., and R.W. Tomlinson. 1973. «The silver flowe: I. Some structural and hydrological features of Brishie bog and their bearing on pool formation». *Journal of Ecology*, vol. 61, p. 653-666.
- Boatman, D.J., and Tomlinson, R.W., 1977. The Silver Flowe: II. Features of the Vegetation and Stratigraphy of Brishie Bog, and their Bearing on Pool Formation. *Journal of Ecology* 65, 531-546.
- Booth, R.K., and Sullivan, M., 2007. Key of Testate Amoebae Inhabiting Sphagnum-dominated Peatlands with an Emphasis on Taxa Preserved in Holocene Sediments, A workshop focused on testate amoebae identification, ecology, and their use in paleoenvironmental reconstruction Montréal: Université du Québec à Montréal, 35.
- Brinkhurst, R.O., K.E. Chua and E. Batoosingh. 1969. «Modifications in sampling procedures as applied to studies on the bacteria and tubificid oligochaetes inhabiting

- aquatic sediments». *Journal of the Fisheries Board of Canada*, vol. 26, no 10, p. 2581-2593.
- Cassidy, J.N. 2009. «Ground penetrating radar data processing, modelling and analysis». In *Ground penetrating radar: theory and applications*, H.M. Jol, p. 141-172. Amsterdam: Elsevier Science.
- Chambers, F.M., D.W. Beilman and Z. Yu. 2010. *Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for paleostudies of climate and peatland carbon dynamic*. *Mires and Peat*, International Mire Conservation Group and International Mire Peat Society, vol. 7, 1-10 p.
- Charman, D.J. 2002. *Peatlands and environmental change*: John Wiley & Sons Ltd, 301 p.
- Charman, D.J., D. Hendon and W.A. Woodland. 2000. *The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats*: Quaternary Research Association, 146 p.
- Cliche Trudeau, N., M. Garneau and L. Pelletier. 2013. *Methane fluxes from a patterned fen of the northeastern part of the La Grande river watershed, James Bay, Canada*. *Biogeochemistry* 113, 409-422.
- Couwenberg, J. 2005. *A simulation model of mire patterning - revisited*. Coll. *Ecography*, vol. 28, 653-661 p.
- Damman, A.W.H. 1979. *Geographic patterns in peatland development in eastern North America (in.) Classification of peat and peatlands*. Coll. «International Peat Society», 42-57 p.
- Davis, J.L., and A.P. Annan. 1989. «Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy». *Geophysical prospecting*, vol. 37, no 5, p. 531-551.
- Foster, D.R., and S.C. Fritz. 1987. «Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden». *Journal of Ecology*, vol. 75, no 2, p. 409-437.
- Foster, D.R., and P.H. Glaser. 1986. «The raised bogs of south-eastern Labrador, Canada: Classification, distribution, vegetation and recent dynamics». *Journal of Ecology*, vol. 74, no 1, p. 47-71.

- Foster, D.R., and G.A. King. 1984. «Landscape features, vegetation and developmental history of patterned fen in south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 72, no 1, p. 115-143.
- Foster, D.R., G.A. King, P.H. Glaser and H.E.Jr. Wright. 1983. «Origin of string patterns in boreal peatlands». *Nature*, vol. 306, p. 256-258.
- Foster, D.R., and H.E.Jr. Wright. 1990. «Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden». *Ecology*, vol. 71, no 2, p. 450-463.
- Foster, D.R., G.A. King and M.V. Santelmann. 1988a. «Patterned fens of western Labrador and adjacent Quebec: phytosociology, water chemistry, landform features, and dynamics of surface patterns». *Canadian Journal of Botany*, vol. 66, p. 2402-2418.
- Foster, D.R., H.E.Jr. Wright, M. Thelaus and G.A. King. 1988b. «Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 76, no 4, p. 1164-1185.
- Garneau, M., S. van Bellen, G. Magnan, V. Beaulieu-Audy, A. Lamarre and H. Asnong. 2014. «Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 24, no. 9, p. 1043-1053.
- Gérardin, V., and D. McKenney. 2001. *Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles: vers une définition des bioclimats au Québec*. Québec: Direction du patrimoine écologique et du développement durable, ministère de l'Environnement 48 p.
- Glaser, P.H., and J.A. Janssens. 1986. «Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy». *Canadian Journal of Botany*, vol. 64, p. 395-415.
- Glew, J.R. 1991. «Miniature gravity corer for recovering short sediment cores». *Journal of Paleolimnology*, vol. 5, no 3, p. 285-287.
- Hendon, D., and D.J. Charman. 1997. «The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat». *The Holocene*, vol. 7, no 2, p. 199-205.
- Hughes, P.D.M., Blundell, A., Charman, D.J., Bartlett, S., Daniell, J.R.G., Wojatschke, A., and Chambers, F.M., 2006. An 8500 cal. year multi-proxy climate record from a bog in eastern Newfoundland: contributions of meltwater discharge and solar forcing. *Quaternary Science Reviews* 25, 1208-1227.

- Hutchinson, M.F., D.W. McKenney, K. Lawrence, J.H. Pedlar, R.F. Hopkinson, E. Milewska and P. Papadopol. 2009. «Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003». *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 48, no 4, p. 725-741.
- Jeglum, J.K., R.L. Rothwell, G.J. Berry, and G.K.M. Smith. 1991. *New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys*: Forestry Canada, Ontario Region, Great Lakes Forestry Centre 4 p.
- Jowsey, P.C. 1966. «An improved peat sampler». *New Phytologist*, vol. 65, no 2, p. 245-248.
- Juggins, S. 2003. C2 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle upon Tyne, UK, University of Newcastle. vol. 69.
- Karofeld, E. 1998. «The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia». *The Holocene*, vol. 8, no 6, p. 697-704.
- Karofeld, E. 2004. «Mud-bottom hollows: exceptional features in carbon-accumulating bogs?». *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 119-124.
- Korhola, A. 1995. «Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data». *The Holocene*, vol. 5, no 1, p. 43-58.
- Lamarre, A., G. Magnan, M. Garneau and É. Boucher. 2013. «A testate amoeba-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada». *Quaternary International*, vol. 306, p. 88-96.
- Livingstone, D.A. 1955. «A lightweight piston sampler for lake deposits». *Ecology*, vol. 36, p. 137-139.
- Loisel, J., Z. Yu, D.W. Beilman, P. Camill, J. Alm, M.J. Amesbury, D. Anderson, S. Andersson, C. Bochicchio, K. Barber, L.R. Belyea, J. Bunbury, F.M. Chambers, D.J. Charman, F. De Vleeschouwer, B. Fiałkiewicz-Kozieł, S.A. Finkelstein, M. Gałka, M. Garneau, D. Hammarlund, W. Hinchcliffe, J. Holmquist, P. Hughes, M.C. Jones, E.S. Klein, U. Kokfelt, A. Korhola, Kuhry P., A. Lamarre, M. Lamentowicz, D. Large, M. Lavoie, G. MacDonald, G. Magnan, M. Mäkilä, G. Mallon, P. Mathijssen, D. Mauquoy, J. McCarroll, T.R. Moore, J. Nichols, B. O'Reilly, P. Oksanen, M. Packalen, D. Peteet, P.J.H. Richard, S. Robinson, T. Ronkainen, M. Rundgren, A.B.K. Sannel, C. Tarnocai, T. Thom, E-S. Tuittila, M. Turetsky, M. Väliranta, M. van der Linden, B. van Geel, S. van Bellen, D. Vitt, Y. Zhao and W. Zhou. 2014. «A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation». *The Holocene*. vol. 24, no. 9, p. 1028-1042.

- Magnan, G., and M. Garneau. 2014. «Evaluating long-term regional climate variability in the maritime region of the St. Lawrence North Shore (eastern Canada) using a multi-site comparison of peat-based paleohydrological records». *Journal of Quaternary Science*. vol. 29, no. 3, p. 209-220.
- Magnan, G., and M. Garneau. 2014. Climatic and autogenic control on Holocene carbon sequestration in ombrotrophic peatlands of maritime Quebec, eastern Canada. *The Holocene*. vol. 24, no. 9, p. 1054-1062.
- Magnan, G., M. Garneau, and S. Payette. 2014. Holocene development of maritime ombrotrophic peatlands of the St. Lawrence North Shore in eastern Canada. *Quaternary Research*. vol. 82, no. 1, p. 96-106.
- Mauquoy, D., P.D.M. Hughes and B. van Geel. 2010. «A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits». *Mires and Peat*, vol. 7, no 6, p. 1-5.
- Nilsson, M., Klarqvist, M., Bohlin, E., and Possnert, G., 2001. Variation in 14 C age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS. *The Holocene* 11, 579-586.
- Payette, S., M. Garneau, A. Delwaide and A. Schaffhauser. 2013. «Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack pine in easternmost North America: Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions». *The Holocene*, vol. 23, no 4, p. 494-503.
- Payette, S., and L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Ste-Foy, Québec: Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., and Edwards, R.L., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Robichaud, A., and Y. Bégin. 2009. «Development of a raised bog over 9000 years in Atlantic Canada ». *Mires and Peat*, vol. 5, p. 1-19.
- Rosa, E., M. Larocque, S. Pellerin, S. Gagné and B. Fournier. 2009. «Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar». *Earth surface processes and landforms*, vol. 37, p. 377-383.

- Sandmeier, K.J. (2008). ReflexW (version 5.0) program for processing and interpretation of reflection and transmission data. Karlsruhe, Germany, Sandmeier software.
- Seppälä, M., and L. Koutaniemi. 1985. «Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on mire in Kuusamo, Finland». *Boreas*, vol. 14, no 4, p. 287-309.
- Stolt, R.H. 1978. «Migration by Fourier transform». *Geophysics*, vol. 43, no 1, p. 23-48.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2010. CALIB 6.0, program, Queens Univ., Belfast, UK [Available at <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/>].
- Tallis, J.H., and E.A. Livett. 1994. «Pool-and-hummock patterning in a southern pennine blanket mire I. Stratigraphy profiles for the last 2800 years». *Journal of Ecology*, vol. 82, no 4, p. 775-788.
- Weller, M.W. 1975. «Notes on formation and life of ponds of the Falkland Islands and South Georgia». *British Antarctic Survey Bulletin*, vol. 40, p. 37-47.

CONCLUSION

Ce projet de recherche a tenté de comprendre la formation et l'évolution des mares au cours du développement holocène de deux tourbières ombrotrophes sur la Côte-Nord de l'estuaire et du Golfe du Saint-Laurent. La recherche a été réalisée selon une approche écosystémique permettant d'intégrer les différents processus impliqués dans la formation des mares. À notre connaissance, cette recherche est la première à prendre en considération les trois principales hypothèses de formation des mares présentées dans la littérature (topographique, biotique et climatique).

Dans un premier temps, l'utilisation du géoradar dans chacun des sites a permis de reconstituer la topographie de la surface minérale sous la tourbe et évaluer l'influence de celle-ci sur le contexte initial de formation des mares. Ensuite, l'analyse des macrorestes végétaux effectuée dans les profils sous les mares et les carottes terrestres adjacentes (lanières) a permis de reconstituer l'évolution à long terme de la végétation en lien avec le développement des mares. Les reconstitutions de la profondeur des nappes phréatiques ont aussi été utilisées pour tenter d'identifier l'influence du climat sur les conditions hydrologiques précédant la formation des mares. Enfin, le recensement des âges des mares dans les tourbières boréales de l'hémisphère Nord a permis de comparer nos résultats avec ceux de la littérature et d'émettre l'hypothèse que certaines périodes climatiques holocènes auraient été plus favorables au développement des mares.

Les reconstitutions des conditions hydroclimatiques, les successions végétales, la topographie de la surface minérale et les taux d'accumulation ont démontré que les mares de la Côte-Nord originent de processus secondaires au développement des tourbières. La réponse des biotopes aux changements de conditions climatiques et environnementales

illustre la complexité des processus impliqués dans la formation et le développement des mares. En effet, il a été suggéré que la sensibilité des dépressions et des lanières aux variations de conditions hydroclimatiques peut leur permettre de graduellement se transformer en mares. Une fois formées, le retour vers des conditions d'accumulation est peu probable (Belyea, 2007).

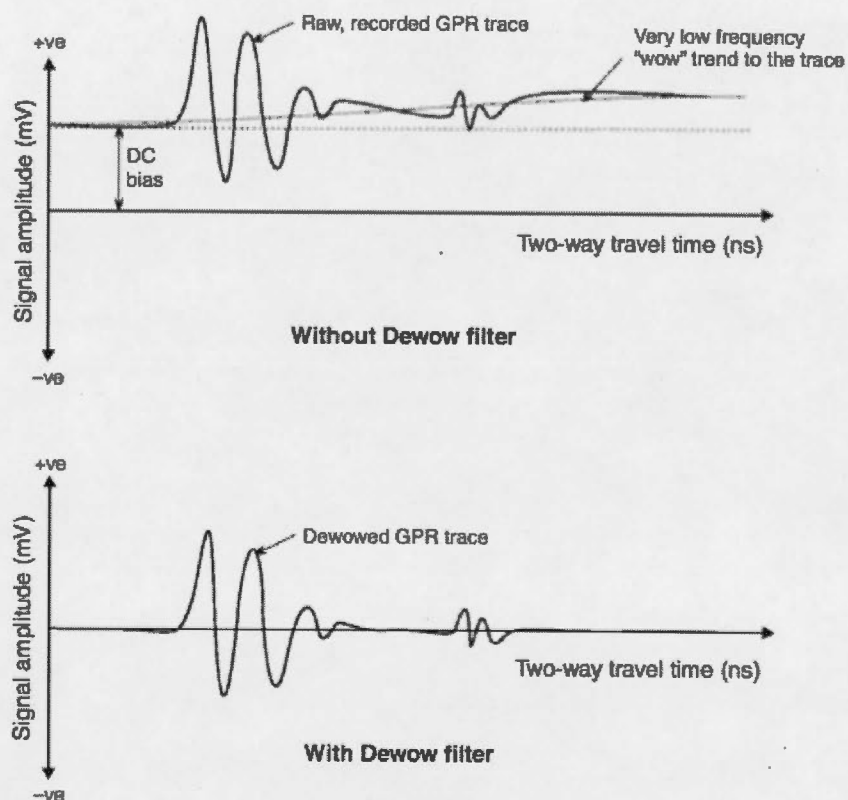
À la tourbière Manic, il n'a pas été possible d'associer la formation des mares ou leur position au sein de la tourbière avec la morphologie des sédiments deltaïques sous-jacents. L'analyse macrofossile des carottes de tourbe a permis de reconstituer une microtopographie essentiellement composée de dépressions et lanières au début de l'ombrotrophication vers 6000 cal BP. Ces biotopes, plus sensibles aux variations climatiques, se seraient graduellement modifiés suite à un changement vers des conditions plus humides enregistrées entre 5000 et 3200 cal BP. Sous l'influence de cette hausse d'humidité, les biotopes auraient progressivement amorcé une transition vers un début de formation de mare. Avant de modifier définitivement la surface de la tourbière vers 2000 cal BP, les conditions saturées ont été interrompues par un assèchement de la surface entre 3200 et 2000 cal BP. Cette période d'assèchement a déjà été enregistrée dans deux autres tourbières de la région par Magnan et Garneau (2014). La transformation des biotopes en mares permanentes vers 2000 cal BP aurait été influencée par des conditions plus froides et humides à la fin du Néoglaciale. Dans l'est du Canada, cette période a aussi été reconnue pour avoir influencé des taux d'accumulation de la tourbe plus faibles dans les tourbières (Garneau *et al.*, 2014), changé le paysage régional de la végétation (Sauvé, en préparation) en plus d'avoir modifié les conditions de température de surface de mer dans le Saint-Laurent (Lemay-Tougas *et al.*, accepté).

La topographie de la surface minérale sous le quadrat de la tourbière Romaine a révélé un patron ondulé alternant avec des sections planes et d'autres convexes rappelant des cordons de plage. L'analyse des macrorestes végétaux a permis de démontrer que les mares se sont formées peu après la paludification du delta sous des conditions d'humidité élevée. Les mares à la tourbière Romaine se sont formées plus tôt que celles de la tourbière Manic

(~4200–2800 cal BP) en raison d'une détérioration climatique. Cette détérioration, témoigne de la sensibilité plus prononcée des tourbières de la région à l'augmentation des conditions d'humidité de surface et des faibles taux d'accumulation (Magnan et Garneau, 2014). De plus, comme à la tourbière Manic, les assemblages de végétation suggèrent que les dépressions et les lanières se sont graduellement transformées en mares. Les données obtenues sur la section terrestre adjacente ont permis d'identifier un biotope de butte qui aurait été plus résilient à ces variations que les autres biotopes.

Cette étude a permis de reconstituer les réponses des tourbières en tenant compte des facteurs autogènes et allogènes ayant favorisé le développement des mares. Elle a aussi permis de tester pour la première fois dans une étude les trois hypothèses de formation des mares présentées dans la littérature.

ANNEXE A



A. Repositionnement de l'amplitude des signaux par l'application du filtre « *Dewow* » adapté de Cassidy (2009).

ANNEXE B

Distance (m)	Twtt transect 3 Manic bog (ns)	Épaisseur (m)	Vélocité (m ns ⁻¹)	Twtt transect 5 Romaine bog (ns)	Épaisseur (m)	Vélocité (m ns ⁻¹)
0	316,48	5,36	0,0340	143,70	2,69	0,0381
5	309,97	5,53	0,0358	145,35	2,72	0,0381
10	309,97	5,31	0,0344	145,35	2,56	0,0359
15	303,47	5,55	0,0367	146,18	2,58	0,0360
20	305,64	5,84	0,0383	139,57	2,70	0,0393
25	301,30	5,50	0,0366	135,44	2,96	0,0443
30	296,97	5,60	0,0378	137,92	2,56	0,0378
35	299,14	5,76	0,0386	139,57	2,39	0,0350
40	296,97	5,65	0,0381	134,62	2,64	0,0399
45	290,46	5,80	0,0400	137,09	2,56	0,0381
50	282,88	5,35	0,0379	131,31	2,44	0,0379
55	290,46	5,34	0,0369	123,05	2,56	0,0424
60	290,46	5,40	0,0373	120,58	2,35	0,0399
65	294,80	5,14	0,0350	125,53	2,36	0,0384
70	295,88	5,26	0,0357	133,79	2,43	0,0371
75	299,14	5,56	0,0373	132,96	2,37	0,0364
80	290,46	5,20	0,0359	135,44	2,51	0,0378
85	292,63	5,16	0,0354	124,71	2,43	0,0398
90	283,96	5,30	0,0374	118,10	2,41	0,0417
95	294,80	5,20	0,0354	117,27	2,32	0,0405
100	294,80	4,83	0,0329	125,94	2,18	0,0355
105	301,30	5,06	0,0337	130,49	2,50	0,0391
110	296,97	5,06	0,0342	129,66	2,38	0,0375
115	303,47	5,06	0,0335	129,25	2,28	0,0361
120	318,64	5,08	0,0320	122,78	2,31	0,0385
125	316,48	5,00	0,0317	114,79	2,35	0,0419
130	309,97	5,06	0,0328	119,75	2,39	0,0408
135	309,97	4,67	0,0303	132,14	2,36	0,0365
140	312,14	5,00	0,0321	123,88	2,45	0,0404
145	307,81	5,13	0,0334	116,45	2,30	0,0404
Mean	300,58	-----	0,0354	130,42	-----	0,0386

B. Résultats des sondages manuels pour le calcul de la vélocité des tourbières Manic et Romaine selon la technique «*depth-to-target*» (Rosa *et al.*, 2009).

RÉFÉRENCES

- Amesbury, M.J., K.E. Barber et P.D.M. Hughes. 2011. «The methological basis for fine-resolution, multi-proxy reconstructions of ombrotrophic peat bog surface wetness». *Boreas*, vol. 40, p. 161-174.
- Arlen-Pouliot, Y. 2009. «Développement holocène et dynamique récente des tourbières minérotrophes structurées du Haut-Boréal québécois». Thèse de doctorat, département de biologie et Centre d'études nordiques, Université Laval.
- Arlen-Pouliot, Y. et N. Bhiry. 2005. «Palaeoecology of a palsa and filled thermokarst pond in a permafrost peatland, subarctic Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 15, no 3, p. 408-419.
- Barber, K.E. 1981. *Peat stratigraphy and climatic change: a palaeoecological test of the theory of cyclic peat bog regeneration*. Rotterdam, Netherlands: A.A. Balkema, 219 p.
- Barthelmes, A., J. Couwenberg et H. Joosten. (2009). Peatlands in national inventory submissions 2009-An analysis of 10 European countries. Wetlands International, Greifswald University: 1-26 p.
- Belyea, L.R. 2007. «Climatic and topographic limits to the abundance of bogs pools». *Hydrological Processes*, vol. 21, p. 675-687.
- Belyea, L.R. et R.S. Clymo. 1998. *Do hollows control the rate of peat bog growth In: Patterned Mires and Mire Pools*. British Ecological Society, London., 55-65 p.
- Belyea, L.R. et J. Lancaster. 2002. «Inferring landscape dynamics of bog pools from scaling relationships and spatial patterns». *Journal of Ecology*, vol. 90, no 2, p. 223-234.
- Belyea, L.R. et N. Malmer. 2004. «Carbon sequestration in peatland: patterns and mechanisms of response to climate change». *Global Change Biology*, vol. 10, no 7, p. 1043-1052.

- Bernatchez, P. 2003. «Évolution littorale holocène et actuelle des complexes deltaïques de Betsiamites et de Manicouagan-Outardes: synthèse, processus, causes et perspectives». Québec. Thèse de doctorat, Département de Géographie, Université Laval.
- Bernatchez, P. 2005. «Déglaçiation et variations du niveau marin de la Mer de Goldthwait sur la Côte-Nord». Rapport de recherche remis au Centre Boréal du Saint-Laurent, Baie-Comeau. Module de Géographie, UQAR, 108 p.
- Boatman, D.J. et W. Armstrong. 1968. «A bog type in north-west Sutherland». *Journal of Ecology*, vol. 56, no 1, p. 129-141.
- Boatman, D.J., D.A. Goode et P.D. Hulme. 1981. «The silver flowe: III. Pattern development on Long Loch B and Craigeazle mires». *Journal of Ecology*, vol. 69, no 3, p. 897-918.
- Boatman, D.J. et R.W. Tomlinson. 1973. «The silver flowe: I. Some structural and hydrological features of Brishie bog and their bearing on pool formation». *Journal of Ecology*, vol. 61, p. 653-666.
- Brinkhurst, R.O., K.E. Chua et E. Batoosingh. 1969. «Modifications in sampling procedures as applied to studies on the bacteria and tubificid oligochaetes inhabiting aquatic sediments». *Journal of the Fisheries Board of Canada*, vol. 26, no 10, p. 2581-2593.
- Burke, M.J. 2008. «GPR investigations of the sedimentary architecture of jökulhlaup eskers: Skeidarjökull, Iceland and Bering glacier, Alaska». PhD Thesis, Northumbria University, Newcastle. 239 p.
- Buteau, P. 1983. *Tourbières de la région de Havre-Saint-Pierre*, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, 47 p.
- Cassidy, J.N. 2009. «Ground penetrating radar data processing, modelling and analysis». In : *Ground penetrating radar: theory and applications*, H.M. Jol (eds), p. 141-172. Amsterdam: Elsevier Science.
- Charman, D.J. 2002. *Peatlands and environmental change*: John Wiley & Sons Ltd, 301 p.
- Charman, D.J., D. Hendon et W.A. Woodland. 2000. *The identification of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) in peats*. Quaternary Research Association, 146 p.
- Christensen, J. et B. Hewitson. 2007. «Regional climate projection». *IPCC (2007) Climate change*, p. 847-940, Chapter 11.

- Comas, X., L. Slater et A.S. Reeve. 2004. «Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 295, no 1, p. 173-184.
- , 2005. «Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR)». *Journal of Hydrology*, vol. 315, no 1-4, p. 40-51.
- , 2011. «Pool patterning in a northern peatland: Geophysical evidence for the role of postglacial landforms». *Journal of Hydrology*, vol. 399, no 3-4, p. 173-184.
- Conyers, L.B. et J.E. Lucius. 1996. «Velocity analysis in archaeological ground-penetrating radar studies». *Archaeological Prospection*, vol. 3, p. 25-38.
- Dallaire, P.L. 2010. «Utilisation d'un géoradar afin de caractériser la stratigraphie de la tourbe et estimer le carbone organique accumulé dans une tourbière Boréale, région d'Eastmain, Baie-James, Québec». Mémoire de maîtrise, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, 105 p.
- Damman, A.W.H. 1979. Geographic patterns in peatland development in eastern North America. In :Classification of peat and peatlands. Coll. «Internationnal Peat Society», Helsinki, 42-57 p.
- Davis, J.L. et A.P. Annan. 1989. «Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy». *Geophysical prospecting*, vol. 37, no 5, p. 531-551.
- Dionne, J.C. 1977. «La mer de Goldthwait au Québec». *Géographie physique et quaternaire*, vol. 31, no 1-2, p. 61-80.
- , 2001. «Relative sea-level changes in the St. Lawrence estuary from deglaciation to present day». *Geological Society of America : special paper*, vol. 351, p. 271-284.
- Dojack, L. (2012). Ground penetrating radar theory, data collection, processing, and interpretation: A guide for archaeologists, The University of British Columbia, 89 p.
- Dubois, J.M.M. 1980. Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émergence en bordure sud du bouclier canadien : la Moyenne Côte-Nord du Saint-Laurent, Québec. Thèse de doctorat, département de Géographie, Université d'Ottawa, 754 p. + cartes.

- Engstrom, D.R. 1984. «Lake development in the boreal peatlands of southeastern Labrador, Canada». *Arctic and Alpine Research*, vol. 16, no 4, p. 447-452.
- Foster, D.R. et S.C. Fritz. 1987. «Mire development, pool formation and landscape processes on patterned fens in Dalarna, central Sweden». *Journal of Ecology*, vol. 75, no 2, p. 409-437.
- Foster, D.R. et P.H. Glaser. 1986. «The raised bogs of south-eastern Labrador, Canada: Classification, distribution, vegetation and recent dynamics». *Journal of Ecology*, vol. 74, no 1, p. 47-71.
- Foster, D.R. et G.A. King. 1984. «Landscape features, vegetation and developmental history of patterned fen in south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 72, no 1, p. 115-143.
- Foster, D.R., G.A. King., P.H. Glaser et H.E.Jr. Wright. 1983. «Origin of string patterns in boreal peatlands». *Nature*, vol. 306, p. 256-258.
- Foster, D.R., G.A. King et M.V. Santelmann. 1988a. «Patterned fens of western Labrador and adjacent Quebec: phytosociology, water chemistry, landform features, and dynamics of surface patterns». *Canadian Journal of Botany*, vol. 66, p. 2402-2418.
- Foster, D.R., H.E.Jr. Wright., M. Thelaus et G.A. King. 1988b. «Bog development and landform dynamics in central Sweden and south-eastern Labrador, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 76, no 4, p. 1164-1185.
- Foster, D.R. et H.E.Jr. Wright. 1990. «Role of ecosystem development and climate change in bog formation in central Sweden». *Ecology*, vol. 71, no 2, p. 450-463.
- Francez, A.J. 2000. «La dynamique du carbone dans les tourbières à *Sphagnum*, de la sphaigne à l'effet de serre». *L'Année biologique*, vol. 39, no 4, p. 205-270.
- Garneau, M. 1998. «*Paléoécologie d'une tourbière littorale de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, L'Isle-Verte, Québec*». Commission Géologique du Canada, Ottawa, Ontario. Bulletin 514, 145 p.
- Garneau, M. , S. van Bellen., G. Magnan., V. Beaulieu-Audy., A. Lamarre et H. Asnong. 2014. «Holocene carbon dynamics of boreal and subarctic peatlands from Québec, Canada». *The Holocene*. vol. 24, no. 9, p. 1043-1053.

- Gérardin, V. et D. McKenney. 2001. *Une classification climatique du Québec à partir de modèles de distribution spatiale de données climatiques mensuelles: vers une définition des bioclimats au Québec*. Québec: Direction du patrimoine écologique et du développement durable, ministère de l'Environnement 48 p.
- GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) 2013. «Climate change 2013 : The physical science basis». *Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group 1 Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5)*, Cambridge University Press, New York.
- Glaser, P.H., B.C.S. Hansen., D.I. Siegel., A.S. Reeve et P.J. Morin. 2004. «Rates, pathways and drivers for peatland development in the Hudson Bay Lowlands, northern Ontario, Canada». *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 1036-1053.
- Glaser, P.H. et J.A. Janssens. 1986. «Raised bogs in eastern North America: transitions in landforms and gross stratigraphy». *Canadian Journal of Botany*, vol. 64, p. 395-415.
- Glaser, P.H., G.A. Wheeler., E. Gorham et H.E.Jr. Wright. 1981. «The patterned mires of the Red Lake peatland, northern Minnesota: vegetation, water chemistry and landforms». *Journal of Ecology*, vol. 69, no 2, p. 575-599.
- Glew, J.R. 1988. «A portable extruding device for close interval sectioning of unconsolidated core samples». *Journal of Paleolimnology*, vol. 1, no 3, p. 235-239.
- , 1991. «Miniature gravity corer for recovering short sediment cores». *Journal of Paleolimnology*, vol. 5, no 3, p. 285-287.
- Goode, D.A. 1970. «Ecological studies on the silver flowe nature reserve». Hull, Unpublished PhD. Thesis, University of Hull. United Kingdom.
- Halsey, L.A., D.H. Vitt et I.E. Bauer. 1998. «Peatland initiation during the Holocene in continental western Canada». *Climatic Change*, vol. 40, no 2, p. 315-342.
- Hamilton, J. D., C.A. Kelly., J.W.M. Rudd., R.H. Hesslein et N.T. Roulet. 1994. «Flux to the atmosphere of CH₄ and CO₂ from wetland ponds on the Hudson-Bay Lowlands (HbIs)». *Journal of Geophysic Research*, vol. 99, no. D1, p. 1495-1510.
- Hasan, A., P. Pilesjö et A. Persson. 2011. «The use of lidar as a data source for digital elevation models-a study of the relationship between the accuracy of digital elevation models and topographical attributes in northern peatlands». *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 8, p. 5497-5522.

- Heiri, O., A.F. Lotter et G. Lemcke. 2001. «Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate in sediments: reproducibility and comparability of results». *Journal of Paleolimnology*, vol. 25, p. 101-110.
- Hendon, D. et D.J. Charman. 1997. «The preparation of testate amoebae (Protozoa: Rhizopoda) samples from peat». *The Holocene*, vol. 7, no 2, p. 199-205.
- Hutchinson, M.F., D.W. McKenney., K. Lawrence., J.H. Pedlar., R.F. Hopkinson., E. Milewska et P. Papadopol. 2009. «Development and testing of Canada-wide interpolated spatial models of daily minimum-maximum temperature and precipitation for 1961-2003». *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 48, no 4, p. 725-741.
- Jeglum, J.K., R.L. Rothwell., G.J. Berry et G.K.M. Smith. 1991. *New volumetric sampler increases speed and accuracy of peat surveys*. Forestry Canada, Ontario Region, Great Lakes Forestry Center 4 p.
- Jol, H.M. et C.S. Bristow. 2003. «GPR in Sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide». In : *Ground Penetrating Radar in Sediments*, R.J. Pankhurst (eds), p. 9-27. London: Geological Society, Special Publication 211.
- Joosten, H. et D. Clarke. 2002. *Wise use of mires and peatlands, background and principles including a framework for decision-making*. UK: International Mire Conservation Group and International Peat Society, 304 p.
- Jowsey, P.C. 1966. «An improved peat sampler». *New Phytologist*, vol. 65, no 2, p. 245-248.
- Juggins, S. 2003. C2 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. Newcastle upon Tyne, UK, University of Newcastle. vol. 69.
- Karofeld, E. 1998. «The dynamics of the formation and development of hollows in raised bogs in Estonia». *The Holocene*, vol. 8, no 6, p. 697-704.
- 2004. «Mud-bottom hollows: exceptional features in carbon-accumulating bogs?». *The Holocene*, vol. 14, no 1, p. 119-124.
- Karofeld, E., M. Kasemets., R. Szava-Kovats et H. Tõnisson. 2008. «Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat

- decomposition?». In : *Proceeding of the 13th International Peat Congress* (Tullamore, Ireland), Farrell and Feehan (eds). Tullamore, Ireland.
- Karofeld, E. et H. Tõnisson. 2012. «Spatio-temporal changes in bog pool bottom topography-temperature effect and its influence on pool development: an example from a raised bog in Estonia». *Hydrological Processes*, vol. 28, no 3, p. 958-968.
- Korhola, A. 1995. «Holocene climatic variations in southern Finland reconstructed from peat-initiation data». *The Holocene*, vol. 5, no 1, p. 43-58.
- Lachance, D. 2006. *Description écologique et potentiel de conservation des tourbières de la péninsule de Manicouagan*. Ministère du Développement durable de l'Environnement et des Parcs, 20 p.
- Lamarre, A., G. Magnan, M. Garneau et É. Boucher. 2013. «A testate amoeba-based transfer function for paleohydrological reconstruction from boreal and subarctic peatlands in northeastern Canada». *Quaternary International*, vol. 306, p. 88-96.
- Lemay-Tougas, M., A. de Vernal, et M. Garneau. Accepté. «Climate changes along the North shore of the Gulf and Estuary of St. Lawrence during the Holocene: linkages between sea-surface conditions and coastal peatland dynamics». *The Holocene*.
- Lévesque, P.E., H. Diné et A. Larouche. 1988. *Guide illustré des macrofossiles végétaux des tourbières du Canada*: Agriculture Canada, Centre de recherches sur les terres 65 p.
- Lindsay, R.A., D.J. Charman., F. Everingham., R.M O'Reilly., M.A. Palmer., T.A. Rowell et D.A. Stroud (1988). *The flow country: the peatlands of Caithness and Sutherland*. NCC publication. Nature Conservancy Council Peterborough. UK.
- Livingstone, D.A. 1955. «A lightweight piston sampler for lake deposits». *Ecology*, vol. 36, p. 137-139.
- Loisel, J., Z. Yu., D.W. Beilman., P. Camill., J. Alm., M.J. Amesbury., D. Anderson., S. Andersson., C. Bochicchio., K. Barber., L.R. Belyea., J. Bunbury., F.M. Chambers., D.J. Charman., F. De Vleeschouwer., B. Fiałkiewicz-Kozieł., S.A. Finkelstein., M. Galka., M. Garneau., D. Hammarlund., W. Hinchcliffe., J. Holmquist., P. Hughes., M.C. Jones., E.S. Klein., U. Kokfelt., A. Korhola., P. Kuhry., A. Lamarre., M. Lamentowicz., D. Large., M. Lavoie., G. MacDonald., G. Magnan., M. Mäkilä., G. Mallon., P. Mathijssen., D. Mauquoy., J. McCarroll., T.R. Moore., J. Nichols., B. O'Reilly., P. Oksanen., M. Packalen., D. Peteet., P.J.H. Richard., S. Robinson., T. Ronkainen., M. Rundgren., A.B.K. Sannel., C. Tarnocai., T. Thom., E-S. Tuittila., M. Turetsky., M. Väliranta., M. van der Linden., B. van Geel., S. van Bellen., D. Vitt., Y.

- Zhao et W. Zhou. 2014. «A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation». *The Holocene*. vol. 24, no. 9, p. 1028-1042.
- Lowry, C.S., D. Fratta et M.P. Anderson. 2009. «Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland». *Journal of Hydrology*, vol. 373, no 1-2, p. 68-79.
- MacDonald, G.M., D.W. Beilman., K.V. Kremenetski., Y. Sheng., L.C. Smith et A.A. Velichko. 2006. «Rapid Early Development of Circumarctic Peatlands and Atmospheric CH₄ and CO₂ Variations». *Science*, vol. 314, no 5797, p. 285-288.
- Magnan, G. et M. Garneau. 2014. «Evaluating long-term regional climate variability in the maritime region of the St. Lawrence North Shore (eastern Canada) using a multi-site comparison of peat-based paleohydrological records». *Journal of Quaternary Science*. vol. 29, no. 3, p. 209-220.
- Mauquoy, D., P.D.M., Hughes et B. van Geel. 2010. «A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits». *Mires and Peat*, vol. 7, no 6, p. 1-5.
- Mauquoy, D. et B. van Geel. 2007. «Mire and peat macros». *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3, p. 2315-2336.
- McEnroe, N.A., N.T. Roulet., T.R. Moore et M. Garneau. 2009. «Do pool surface area and depth control CO₂ and CH₄ fluxes from an ombrotrophic raised bog, James Bay, Canada?». *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, p. 1-9.
- Ministère des Ressources naturelles. 2003. «Zones de végétation et domaines bioclimatiques du Québec». Gouvernement du Québec. [En ligne]. <http://www.mrn.gouv.qc.ca/forets/connaissances/connaissances-inventaire-zones-carte.jsp%3E>.
- , 2010. *Guide sur les référentiels géodésiques et altimétriques au Québec*. Ministère de Ressources naturelles et de la Faune, Direction de la référence géodésique, 91 p.
- Ministère des Transports (1986). Route 138 région Havre-Saint-Pierre - Baie-Johan-Beetz: géomorphologie et aperçu du cadre écologique. Science de l'Environnement. Québec, Gouvernement du Québec.
- Moore, P.D. 1977. «Stratigraphy and pollen analysis of clash moss, North-West Scotland: Significance for the origin of surface-pools and forest history». *Journal of Ecology*, vol. 65, no 2, p. 375-397.

- Neal, A. 2004. «Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problem and progress». *Earth-Science Reviews*, vol. 66, p. 261-330.
- Osvald, H. 1949. *Notes on the vegetation of British and Irish mosses*. Coll. «Acta Phytogeographica Suecica 26»: Opulus Press, 62 p.
- Ouranos. 2010. *Savoir s'adapter aux changements climatiques*. Montréal: Consortium Ouranos, 128 p.
- Pachauri, R.K. et A. Reisinger. 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report*. Coll. «Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)». Geneva, Switzerland, 104 p.
- Payette, S., M. Garneau., A. Delwaide et A. Schaffhauser. 2013. «Forest soil paludification and mid-Holocene retreat of jack pine in easternmost North America: Evidence for a climatic shift from fire-prone to peat-prone conditions». *The Holocene*, vol. 23, no 4, p. 494-503.
- Payette, S. et L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Ste-Foy, Québec: Les Presses de l'Université Laval, 621 p.
- Payne, R.J. et E.A.D. Mitchell. 2009. «How many is enough? Determining optimal count totals for ecological and palaeoecological studies of testate amoebae». *Journal of Paleolimnology*, vol. 42, no 4, p. 483-495.
- Pearsall, W.H. 1956. «Two Blanket-Bogs in Sutherland». *Journal of Ecology*, vol. 44, no 2, p. 493-516.
- Price, J.S., B.A. Branfireu., J.M. Waddington et K.J. Devito. 2005. «Advances in Canadian wetland hydrology, 1999-2003». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 1, p. 201-214.
- Ratcliffe, D.A. et D. Walker. 1958. «The silver flowe, Galloway, Scotland». *Journal of Ecology*, vol. 46, no 2, p. 407-445.
- Rosa, E., M. Larocque., S. Pellerin., S. Gagné et B. Fournier. 2009. «Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimations by ground penetrating radar». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 37, p. 377-383.
- Sandmeier, K.J. (2008). ReflexW (version 5.0) program for processing and interpretation of reflection and transmission data. Karlsruhe, Germany, Sandmeier software.

- Sass, O., A. Friedmann., G. Haselwanter et K.-F. Wetzel. 2010. «Investigating thickness and internal structure of alpine mires using conventional and geophysical techniques». *Catena*, vol. 80, p. 195-203.
- Sauvé, A., et M. Garneau. En préparation. «Reconstruction of Regional Vegetation and Temperatures for Baie-Comeau, Havre-Saint-Pierre and Anticosti Island Regions, Québec, Canada». Soumis à *The Holocene*
- Sensors & Software. (2006). Pulseekko pro user's guide. Mississauga. 240 p.
- Seppälä, M. et L. Koutaniemi. 1985. «Formation of a string and pool topography as expressed by morphology, stratigraphy and current processes on mire in Kuusamo, Finland». *Boreas*, vol. 14, no 4, p. 287-309.
- Simard, A. 1976. *Tourbières du canton de Manicouagan*. Ministère des richesses naturelles, Direction générale des mines, Service des gîtes minéraux, 211 p.
- Sjörs, H. 1961. «Surface patterns in boreal peatlands». *Endeavor*, vol. 20, p. 217-224.
- , 1963. «Bogs and fens on Attawapiskat River, northern Ontario». *Natural Museum of Canada Bulletin*, vol. 186, p. 45-133.
- Smart, P.J. 1982. «Stratigraphy of a site in the Munsary Dubh Lochs, Caithness, Northern Scotland: development of the present pattern». *Journal of Ecology*, vol. 70, no 2, p. 549-558.
- Stolt, R.H. 1978. «Migration by Fourier transform». *Geophysics*, vol. 43, no 1, p. 23-48.
- Stuiver, M., P.J. Reimer et R.W. Reimer (2005). CALIB 6.0 [computer program]. Available from calib.qub.ac.uk/calib.
- Tallis, J.H. 1994. «Pool-and-Hummock Patterning in a southern pennine blanket mire II. The formation and erosion of the pool system». *Journal of Ecology*, vol. 82, no 4, p. 789-803.
- Tallis, J.H. et E.A. Livett. 1994. «Pool-and-hummock patterning in a southern pennine blanket mire I. Stratigraphy profiles for the last 2800 years». *Journal of Ecology*, vol. 82, no 4, p. 775-788.
- Tarnocai, C. 2006. «The effect of climate change on carbon in Canadian peatlands». *Global and Planetary Change*, vol. 53, no 4, p. 222-232.

- Tremblay, L. 2010. «Reconstitution paléoécologique du développement des mares dans deux tourbières minérotrophes structurées du Québec subarctique». Mémoire de maîtrise, Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, 134 p.
- Trimble. (2003). Real-Time Kinematic Surveying Training Guide. Trimble Geomatics Office, 354 p.
- Troëls-Smith, J. 1955. «Karakterisering af løse jordarter. Characterization of unconsolidated sediments». *Geological Survey of Denmark*, vol. 3, no 10.
- Veillette, J.J. et F.M. Nixon. 1980. «Portable drilling equipment for shallow permafrost sampling». *Geological Survey of Canada Paper*, vol. 79, p. 1-35.
- Von Post, L. et R. Sernander. 1910. «Pflanzen-physiognomische Studien auf Torfmooren in Närke» XI Congrès Géologique International. Stockholm, p. 1-24.
- Walker, D. et P.M. Walker. 1961. «Stratigraphic evidence of regeneration in some Irish bogs». *Journal of Ecology*, vol. 49, no 1, p. 169-185.
- Wang J.S., J.A. Logan., M.B. McElroy., B.N. Duncan., I.A. Megretskaia et R.M. Yantosca. 2004. «A 3-D model analysis of the slowdown and interannual variability in the methane growth rate from 1988 to 1997». *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, no. 3, p. 1-30.
- Warner, B.G., D.C. Nobes et B.D. Theimer. 1990. «An application of ground penetrating radar to peat stratigraphy of Ellice swamp, southwestern Ontario». *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 27, p. 932-938.
- Weller, M.W. 1975. «Notes on formation and life of ponds of the Falkland Islands and South Georgia». *British Antarctic Survey Bulletin*, vol. 40, p. 37-47.
- Woodward, J., P.J. Ashworth., J.L. Best., G.H. Sambrook Smith et C.J. Simpson. 2003. «The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations». In : *Ground Penetrating Radar in Sediments*, R.J. Pankhurst (eds), p. 127-142. London: Geological Society, Special Publication 211.
- Worsfold, R.D., S.K. Parashar et T. Perrott. 1986. «Depth profiling of peat deposits with impulse radar». *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 23, p. 142-154.